



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
FIRENZE

# FLORE

## Repository istituzionale dell'Università degli Studi di Firenze

### **Cenosi fitoplanctoniche delle strutture dinamiche nei mari italiani**

Questa è la Versione finale referata (Post print/Accepted manuscript) della seguente pubblicazione:

*Original Citation:*

Cenosi fitoplanctoniche delle strutture dinamiche nei mari italiani / F. Polonelli. - STAMPA. - (2007).

*Availability:*

This version is available at: 2158/488458 since:

*Terms of use:*

Open Access

La pubblicazione è resa disponibile sotto le norme e i termini della licenza di deposito, secondo quanto stabilito dalla Policy per l'accesso aperto dell'Università degli Studi di Firenze (<https://www.sba.unifi.it/upload/policy-oa-2016-1.pdf>)

*Publisher copyright claim:*

(Article begins on next page)

**UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI FIRENZE**  
**Dipartimento di Biologia Vegetale**  
**Dottorato di Ricerca in Biosistemica ed Ecologia Vegetale**  
**XIX ciclo**

**Francesca Polonelli**

**CENOSI FITOPLANCTONICHE DELLE STRUTTURE**  
**DINAMICHE NEI MARI ITALIANI**

**Coordinatore del corso:**  
**Prof. Paolo Grossoni**

**Tutor:**  
**Dott. Caterina Nuccio**  
**Correlatore:**  
**Dott. Luca Massi**  
**Secondo Correlatore:**  
**Prof. Mario Innamorati**

**Dicembre 2006**

# INDICE

<b>1.</b>	<b>INTRODUZIONE .....</b>	<b>2</b>
1.1	IL MAR MEDITERRANEO .....	4
1.2	STRUTTURE ANTICICLONICHE NEL MAR DI SARDEGNA .....	7
1.3	STRUTTURE CICLONICHE NEL MAR TIRRENO .....	8
1.4	SCOPO DELLA RICERCA .....	10
<b>2.</b>	<b>MATERIALI E METODI .....</b>	<b>12</b>
2.1.	AREA DI INDAGINE.....	12
2.2.	MISURE E CAMPIONAMENTI.....	14
2.3.	ANALISI DEI NUTRIENTI .....	15
2.4.	STIMA DELLA BIOMASSA .....	15
2.4.1.	<i>Analisi dei clorofeopigmenti</i> .....	15
2.4.2.	<i>Fluorescenza indotta</i> .....	16
2.5.	ANALISI MICROSCOPICHE .....	17
2.6.	ELABORAZIONE DEI DATI.....	18
2.6.1.	<i>Rappresentazione spaziale</i> .....	18
2.6.2.	<i>Indici di stabilità</i> .....	19
2.6.3.	<i>Coefficiente di similarità</i> .....	19
<b>3.</b>	<b>RISULTATI .....</b>	<b>20</b>
3.1.	CARATTERISTICHE TERMOALINE E TROFICHE DELLE MASSE D'ACQUA .....	20
3.1.1.	<i>Mar di Sardegna - aprile 2001</i> .....	20
3.1.2.	<i>Mar di Sardegna - maggio 2002</i> .....	28
3.1.3.	<i>Mar Tirreno Centro-Meridionale - maggio 2004</i> .....	34
3.1.3.1.	<i>Mare Tirreno Centrale - maggio 2004</i> .....	35
3.1.3.2.	<i>Mar Tirreno Meridionale - maggio 2004</i> .....	40
3.2.	BIOMASSA FITOPLANCTONICA .....	43
3.2.1.	<i>Mar di Sardegna - aprile 2001</i> .....	43
3.2.2.	<i>Mar di Sardegna - maggio 2002</i> .....	46
3.2.3.	<i>Mar Tirreno Centrale - maggio 2004</i> .....	48
3.2.4.	<i>Mar Tirreno Meridionale - maggio 2004</i> .....	49
3.3.	DENSITÀ CELLULARI E COMPOSIZIONE DELLE COMUNITÀ FITOPLANCTONICHE .....	49
3.3.1.	<i>Distribuzione delle densità fitoplanctoniche totali</i> .....	50
3.3.1.1.	<i>Mar di Sardegna - aprile 2001</i> .....	50
3.3.1.2.	<i>Mar di Sardegna - maggio 2002</i> .....	50
3.3.1.3.	<i>Mar Tirreno Centrale - maggio 2004</i> .....	55
3.3.1.4.	<i>Mar Tirreno Meridionale - maggio 2004</i> .....	55
3.3.2.	<i>Composizione delle comunità fitoplanctoniche</i> .....	55
3.3.3.	<i>Diversità delle comunità fitoplanctoniche</i> .....	57
3.3.4.	<i>Caratterizzazione delle comunità e valutazione della similarità</i> .....	58
3.3.4.1.	<i>Mar di Sardegna</i> .....	62
3.3.4.2.	<i>Mar Tirreno</i> .....	64
<b>4.</b>	<b>DISCUSSIONI E CONCLUSIONI .....</b>	<b>68</b>
4.1	MAR DI SARDEGNA .....	69
4.2.	MAR TIRRENO.....	73
<b>5.</b>	<b>ELENCO FLORISTICO .....</b>	<b>78</b>
<b>6.</b>	<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>82</b>

## 1. Introduzione

Con il termine strutture dinamiche intendiamo riferirci a quei fenomeni caratterizzati dal movimento delle acque che si producono in relazione all'interazione fra masse d'acqua con caratteristiche termoaline e/o dinamiche differenti, o all'interazione fra masse d'acqua in movimento e le variazioni del fondo marino o della costa. Generalmente queste strutture determinano una discontinuità delle condizioni fisiche, chimiche e biologiche negli ambienti pelagici, dovute principalmente ai movimenti verticali delle acque. La loro importanza ecologica consiste prevalentemente nel fatto che in queste situazioni si produce una fertilizzazione degli strati superficiali per apporto di acque più profonde e ciò è importante, soprattutto nei bacini generalmente oligotrofici come il Mar Mediterraneo, in quanto si producono aree in cui cambiano la produzione (Mc Gillicuddy *et al.*, 1998; Siegel *et al.*, 1999) la distribuzione, la struttura delle comunità (Garçon *et al.*, 2001) e le dimensioni degli organismi fitoplanctonici (Rodriguez *et al.*, 2001).

I fronti che sono delle discontinuità più o meno marcate nelle caratteristiche termiche, aline e picniche delle acque, sono quindi la manifestazione statica più evidente della presenza delle strutture dinamiche. I fronti possono avere dimensioni e durate molto diverse, da pochi metri con vita di poche ore, a molti chilometri con durata di anni, come l'Oceanic Polar Front nel Nord Atlantico o l'Almeria-Oran Front.

Una delle principali modalità con cui si originano i vortici è la meandrizzazione di una corrente di grandi dimensioni che si verifica quando questa incontra un ostacolo. Il flusso di acqua può diventare instabile e generare meandri dalla cui chiusura si può originare un vortice (Yentsch e Phinney, 1985; Olson, 1991) ciclonico od anticiclonico in relazione alla direzione del moto (Fig. 1).

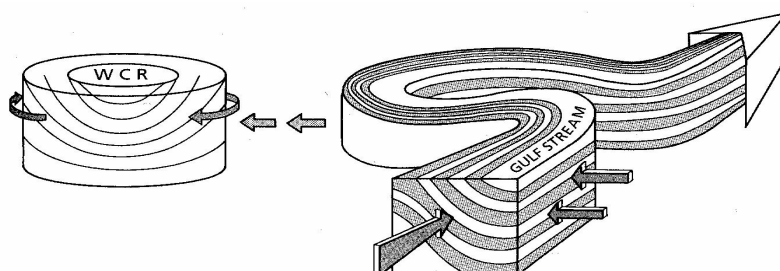


Fig. 1 Formazione di un anticiclone dalla chiusura di un meandro. Da: Yentsch e Phinney (1985).

I vortici sono quindi dei sistemi relativamente chiusi in cui il movimento verticale delle acque è indotto a compensare il flusso laterale verso il centro o verso l'esterno causato dall'accelerazione di Coriolis. Siccome la velocità rotatoria risulta maggiore in superficie e diminuisce con la profondità, dove tende ad essere bilanciata dal gradiente di pressione, i movimenti laterali sono prevalentemente superficiali. Quando la circolazione segue un moto antiorario, come nel caso dei cicloni, superficialmente al centro si verifica una dislocazione di acqua verso l'esterno compensata dalla risalita di acqua profonda. Al contrario negli anticicloni superficialmente al centro si determina un accumulo che tende successivamente a sprofondare.

Sulla base di questo semplice schema interpretativo si possono facilmente ipotizzare le differenze dell'impatto di queste strutture sulla distribuzione del fitoplancton. I cicloni hanno un impatto notevole determinando una forte risalita di acque profonde, un incremento della concentrazione dei nutrienti negli strati superficiali ed un conseguente aumento della biomassa insieme alla modificazione della struttura della comunità fitoplanctonica che, generalmente, diventa dominata dalle diatomee (Vaillancourt *et al.*, 2003).

Meno evidente è stata l'interpretazione degli effetti fisici e chimici dei vortici anticiclonici ed il loro impatto sul fitoplancton. Chiaramente l'effetto più importante in queste strutture risulta l'accumulo al centro di acqua superficiale, nella maggioranza dei casi povera di nutrienti, ed il suo sprofondamento. Nonostante ciò già nei primi studi sui vortici anticiclonici originati dalla Corrente del Golfo è apparso chiaro il loro arricchimento in biomassa fitoplanctonica. Yentsch e Phinney (1985) hanno spiegato questi arricchimenti negli anelli a centro caldo dell'Atlantico, sia con una stabilizzazione della colonna d'acqua, sia soprattutto con un meccanismo denominato "isopycnal mixing". Secondo il loro modello interpretativo questo consiste in una risalita di acque più profonde e ricche di nutrienti parallelamente alle isopiche rese quasi verticali in prossimità dei margini della struttura.

L'importanza ecologica dei vortici è stata riconosciuta inizialmente attraverso gli studi effettuati sulla Corrente del Golfo (the Ring Group, 1981) da cui si formano meandri che danno origine a vortici ciclonici e anticiclonici. Anche nel Mar Mediterraneo Occidentale è nota da tempo la presenza di strutture cicloniche e anticicloniche, come nel Mar Ligure (Innamorati *et al.*, 1982) e nel Mare di Alboran (Lafuente *et al.*, 1998; Moran *et al.*, 2001, Fielding *et al.*, 2001). Nei vortici ciclonici, la risalita di acque profonde nella parte centrale dà luogo ad un evidente incremento di produzione e biomassa fitoplanctonica. Inoltre è stata sottolineata l'importanza che assumono queste strutture nell'isolare, dal momento in cui si formano, le comunità fitoplanctoniche dalle acque circostanti, mantenendole distinte. Anche se col tempo le differenziazioni delle caratteristiche fisiche diventano meno evidenti (Wiebe, 1976) le comunità rimangono comunque distinguibili per mesi.

### **1.1. Il Mar Mediterraneo**

Il Mar Mediterraneo è un bacino complessivamente oligotrofico, con scarse concentrazioni di nutrienti in superficie e maggiori in profondità con i massimi intorno agli strati intermedi, oltre i 100 m, dove prevale la degradazione. Lo scambio idrico attraverso lo Stretto di Gibilterra è tale che si ha una netta perdita di nutrienti in quanto entrano le acque superficiali atlantiche NAW (North Atlantic Water) oligotrofiche ed escono le acque intermedie provenienti dal Bacino Levantino LIW (Levantine Intermediate Water) molto più ricche di nutrienti. La circolazione di queste masse d'acqua è determinata dalle loro differenze in temperatura e salinità e dalla rotazione terrestre, che tramite la forza di Coriolis, le fa scorrere in senso antiorario addossate alla scarpata continentale (Milot, 1999; Send *et. al*, 1999). Le acque intermedie più ricche vengono portate in superficie, con forti aumenti nelle concentrazioni superficiali, solo durante i periodi di rimescolamento stagionale della colonna d'acqua, o in prossimità di zone dove si verificano temporanei fenomeni di risalita e solitamente vengono rapidamente consumati dagli organismi autotrofi.

Le NAW entrano quindi nel Mediterraneo nei primi 150–200 m, separate dalle acque sottostanti da un forte aloclino e si muovono verso Est richiamate dal

deficit idrico dovuto alla maggiore evaporazione, addossandosi alla costa Nord-Africana, dove costituiscono la Corrente Algerina (Millot, 1999). Lungo il loro percorso, che interessa tutto il Bacino Occidentale, le NAW vanno incontro a modificazione delle caratteristiche termoaline per i processi di scambio con l'atmosfera e le interazioni con le acque sottostanti e le acque residenti nei vari sottobacini, diventando quindi MAW (Modified Atlantic Water) (Fig. 2).

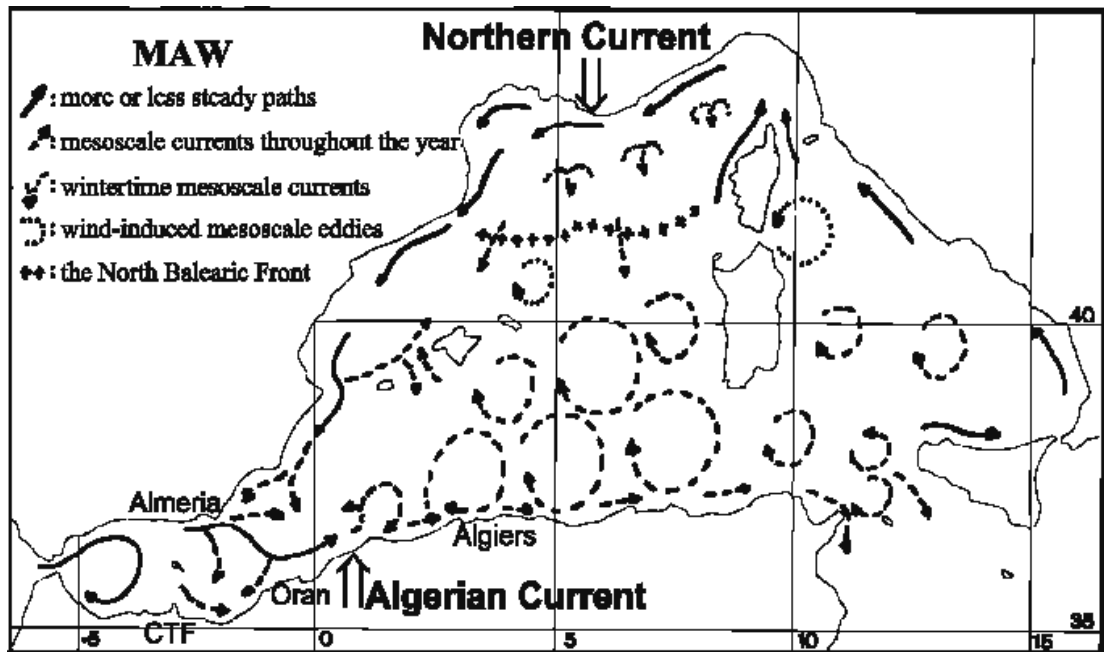


Fig. 2 – Schema della circolazione delle MAW. Da Millot (1999).

Le acque intermedie levantine LIW (Levantine Intermediate Water) si formano nel Bacino Levantino per sprofondamento di acque superficiali salate e dense per l'elevata evaporazione e si muovono verso Ovest fino allo Ionio dove si dividono in un ramo secondario diretto nell'Adriatico ed uno principale che attraversa il Canale di Sicilia (Fig. 3).

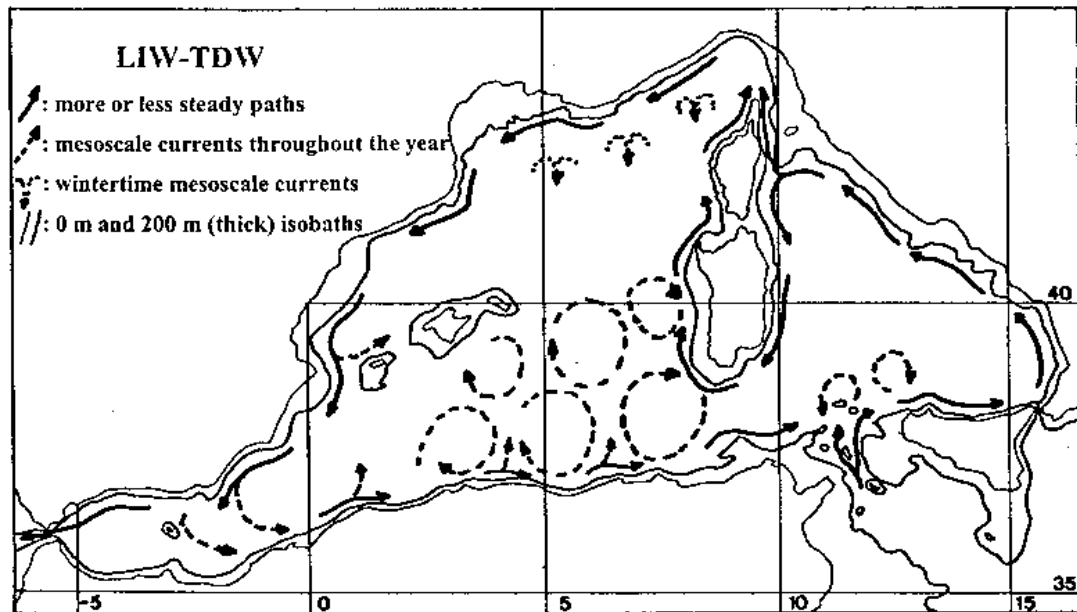


Fig. 3 – Schema della circolazione delle LIW. Da Millot (1999).

Dal Canale, una frazione entra nel Tirreno attraverso la parte orientale del passaggio tra la Sicilia e Sardegna formando poi, per effetto della topografia e dei venti dominanti, altri due rami secondari, uno che procede verso il Mar Ligure e l'altro, più cospicuo, che ricircola ciclonicamente nella parte centrale del bacino (Astraldi e Gasparini, 1994); l'altra frazione passa il Canale di Sardegna e scorre verso Nord fino al bacino Ligure-Provenzale. Successivamente le LIW continuano il loro percorso procedendo verso Ovest lungo la scarpata continentale e si riversano nell'Atlantico, occupando lo strato 200–800 m; anche le LIW durante questo percorso subiscono una serie di modificazioni termoaline (Hopkins, 1985) di effetto comunque ridotto rispetto a quelle delle NAW, grazie al loro maggior volume ed alla minore influenza dei fenomeni atmosferici e stagionali. Dall'interazione, legata a fattori stagionali, tra NAW e LIW, nel Bacino Occidentale, si forma un altro tipo di acque intermedie chiamate WMIW (Western Mediterranean Intermediate Water) che comunque contribuiscono al flusso in uscita dallo Stretto di Gibilterra insieme alle LIW costituendo le MIW (Mediterranean Intermediate Water).

In conseguenza di questa circolazione generale e del budget idrico negativo, il Mediterraneo si configura quindi come un bacino oligotrofico per



condizioni nutritive e biomassa autotrofa, che presenta però un graduale arricchimento procedendo dal Bacino Orientale verso quello Occidentale (Antoine *et al.*, 1995; Moutin e Raimbault, 2002). Nel Mediterraneo Occidentale, infatti, troviamo ampie zone nei diversi sottobacini dove una serie di fattori determinano la presenza di fenomeni dinamici a mesoscala come cicloni, anticicloni, fronti o, comunque, strutture che provocano la risalita delle acque più profonde, come succede nel Bacino Liguro-Provenzale, nel Mare di Alboran o nel Golfo del Leone.

In generale, per il Mediterraneo gli studi che riguardano gli effetti dei vortici, ciclonici o anticiclonici, o più genericamente dei fronti, sulla distribuzione e soprattutto sulla composizione della biomassa fitoplanctonica sono pochi e quasi tutti incentrati nel Mare d'Alboran (Gomez *et al.*, 2000; Reul *et al.*, 2005; Arin *et al.*, 2002, Claustre *et al.*, 1994a; Fiala *et al.*, 1994) o nel Mar delle Baleari (Delgado *et al.*, 1992; Estrada *et al.*, 1999, Granata *et al.*, 2004). La presenza di zone frontali e vortici, sia ampi e permanenti che più ridotti spazialmente e di formazione frequente anche se temporanea, conferisce al Mediterraneo Occidentale una minor uniformità di condizioni fisiche e trofiche e contribuisce a mantenere livelli più elevati di produzione primaria (Estrada *et al.*, 1999; Williams e Follows, 2003)

## **1.2. Strutture anticicloniche nel Mar di Sardegna**

Come precedentemente descritto, il flusso delle MAW nel bacino Algerino dà origine alla Corrente Algerina (Benzhora e Millot, 1995a) che scorre da Ovest verso Est lungo la scarpata continentale africana: questa corrente è piuttosto instabile e spesso forma meandri da cui si originano strutture anticicloniche (e sporadicamente alcune piccole strutture cicloniche) (Millot *et al.*, 1997). Tali strutture rimangono legate, traendone energia, alla corrente principale fino a che, giunti in prossimità del Canale di Sardegna, vengono ostacolate dall'innalzamento del fondale che ne induce, dunque, il distaccamento. Una volta separatisi dalla corrente principale, gli anticicloni costituiscono delle entità isolate, alimentate dalla Forza di Coriolis che si muovono verso Nord costeggiando la scarpata continentale occidentale sarda e in seguito si staccano

dalla costa procedendo verso il mare aperto (Testor *et al.*, 2005). Gli anticicloni si muovono in senso orario con velocità di rotazione che può raggiungere anche  $1.5 \text{ m sec}^{-1}$  ad una distanza di 30-40 km dal centro dell'anello (Benzhora e Millot, 1995b) ma, avvicinandosi verso il centro e all'aumentare della profondità, tale velocità decresce per il bilanciamento della Forza di Coriolis da parte del gradiente di pressione. Il moto orario caratteristico degli anticicloni determina una forza centripeta che crea accumulo e successivo sprofondamento di acqua al centro della struttura.

Studi approfonditi (Benzhora e Millot, 1995b; Ruiz *et al.*, 2002), hanno caratterizzato la struttura idrologica degli anticloni che si originano dalla Corrente Algerina. Al centro, in superficie, le acque risentono chiaramente dell'influenza delle acque atlantiche (salinità di circa 37 ‰), le isoplete di salinità e temperatura subiscono centralmente uno sprofondamento, mentre sui bordi, risalendo piuttosto velocemente, si fanno quasi verticali e formano un fronte.

Il Mare di Sardegna, anche se poco studiato, sembra essere frequentemente sfiorato dal passaggio dei vortici anticiclonici che si formano a partire dalla Corrente Algerina i quali, però, raramente si spingono fino a 40° N. (Millot, 1999; Salas *et al.*, 2002; Testor e Gascard, 2005).

### **1.3. Strutture cicloniche nel Mar Tirreno**

La parte centro-settentrionale del Mar Tirreno è caratterizzata dalla presenza di un vortice ciclonico semipermanente di circa 80 – 120 km di diametro (Astraldi e Gasparini, 1994; Perilli *et al.*, 1995) che influenza la circolazione delle MAW. Le caratteristiche principali del ciclone sono abbastanza costanti durante l'anno, ma la sua forma mostra una certa variabilità stagionale. Costantemente si addossa alla scarpata continentale nella parte occidentale del sottobacino e lungo i suoi margini si formano dei meandri ben definiti di circa 60-80 km di lunghezza d'onda (Perilli *et al.*, 1995). In estate, invece, il vortice diviene più allungato e tende ad estendersi occupando il centro del Tirreno.

La principale forza coinvolta nella formazione e nella permanenza del ciclone è quella dei venti prevalenti nord-occidentali (Maestrale) più o meno costanti durante tutto l'anno. Questi venti si incanalano nello Stretto di Bonifacio dove, per la prominente orografia di Sardegna e Corsica, si rafforzano e, all'uscita, inducono una corrente orizzontale che produce una divergenza e una conseguente zona di upwelling associata ad un downwelling più a sud. Moen (1984) ha stimato che la velocità verticale associata al vortice è di circa  $2 \text{ m d}^{-1}$ . Nel Tirreno, quindi, per effetto del vento e del ciclone, si crea un fronte termico piuttosto costante posto a circa  $40^\circ - 41^\circ \text{ N}$  che separa nettamente la circolazione della parte settentrionale da quella meridionale.

#### **1.4. Scopo della ricerca**

In una serie di campagne multidisciplinari svolte nell'ambito del programma internazionale EuroGOOS-MedGOOS tra il 2000 ed il 2004 sono state individuate alcune strutture di vario tipo. Da una prima indagine conoscitiva svolta nel 2001 nel Mar di Sardegna è stata individuata e rilevata per la prima volta una struttura anticiclonica a mesoscala e, nel 2002, ne è stata individuata una seconda dimostrando, così, l'intensa dinamicità di questa zona del Bacino Occidentale. Nel 2004 l'attenzione delle nostre ricerche si è spostata nel Mar Tirreno nell'intenzione di individuare la struttura ciclonica che caratterizza il sottobacino. E' stata inoltre effettuata una indagine esplorativa, localizzata nelle aree a confine con gli altri bacini, finalizzata alla ricerca di strutture dinamiche che potessero essere rilevanti per il loro impatto sull'ecologia del fitoplancton.

Lo scopo di questa ricerca è stato, quindi, quello di affrontare la valutazione delle variazioni della distribuzione e della composizione della biomassa fitoplanctonica in relazione alle strutture dinamiche a mesoscala rilevate tra il 2001 ed il 2004 nel Mar di Sardegna e nel Mar Tirreno. Per questo si è cercato di valutare le caratteristiche quantitative e qualitative delle comunità fitoplanctoniche che contraddistinguono le acque marine interessate dai fronti generati dalle risalite di acqua intermedia nel Mar Tirreno e dalle strutture anticicloniche nel Mare di Sardegna. Fino ad oggi lo studio di queste strutture è stato indirizzato prevalentemente sulle loro caratteristiche fisico-chimiche e dinamiche, raramente sono stati affrontati dal punto di vista delle loro caratteristiche biologiche, in particolare non esistono studi sui popolamenti fitoplanctonici che li caratterizzano.

## 2. Materiali e metodi

### 2.1. Area di indagine

I dati utilizzati sono stati raccolti nel corso di tre campagne oceanografiche effettuate a bordo della N/O Urania: due svoltesi nel Mare di Sardegna nella zona compresa fra 39° - 41° latitudine Nord e 7°4' - 8°5' longitudine Est, ad aprile del 2001 e a maggio del 2002, denominate, rispettivamente, MedGOOS 2 e MedGOOS 4 (Fig. 4a, b); la terza (Fig. 4c), svoltasi a maggio del 2004, nel Mar Tirreno Centrale e Meridionale, settore Occidentale, nell' area compresa tra 38° - 43° latitudine Nord e 9°5' - 12°5' longitudine Est denominata MedGOOS 8. Tali campagne sono state organizzate nell'ambito del progetto permanente di osservazione e analisi delle variabili in ambienti marini e oceanici EuroGOOS (European Global Ocean Observing System) nel settore regionale MedGOOS (Mediterranean Global Ocean Observing System).

In Tab. I vengono riportati i periodi, le misure ed i campionamenti effettuati nelle tre campagne.

**Tab. I** - Periodo di svolgimento delle campagne; CTD: n° stazioni con profili; prel.: n° stazioni campionate; NUT: n° analisi nutrienti; Chl-Fito: n° analisi di pigmenti e analisi microscopiche.

Campagna	Periodo	St. CTD	St. prel	NUT	Chl-Fito
Medgoos 2	22/03 - 03/04/2001	58	33	193	166
Medgoos 4	10/05 - 22/05/2002	44	30	179	152
Medgoos 8	08/05 - 22/05/2004	68	51	341	110

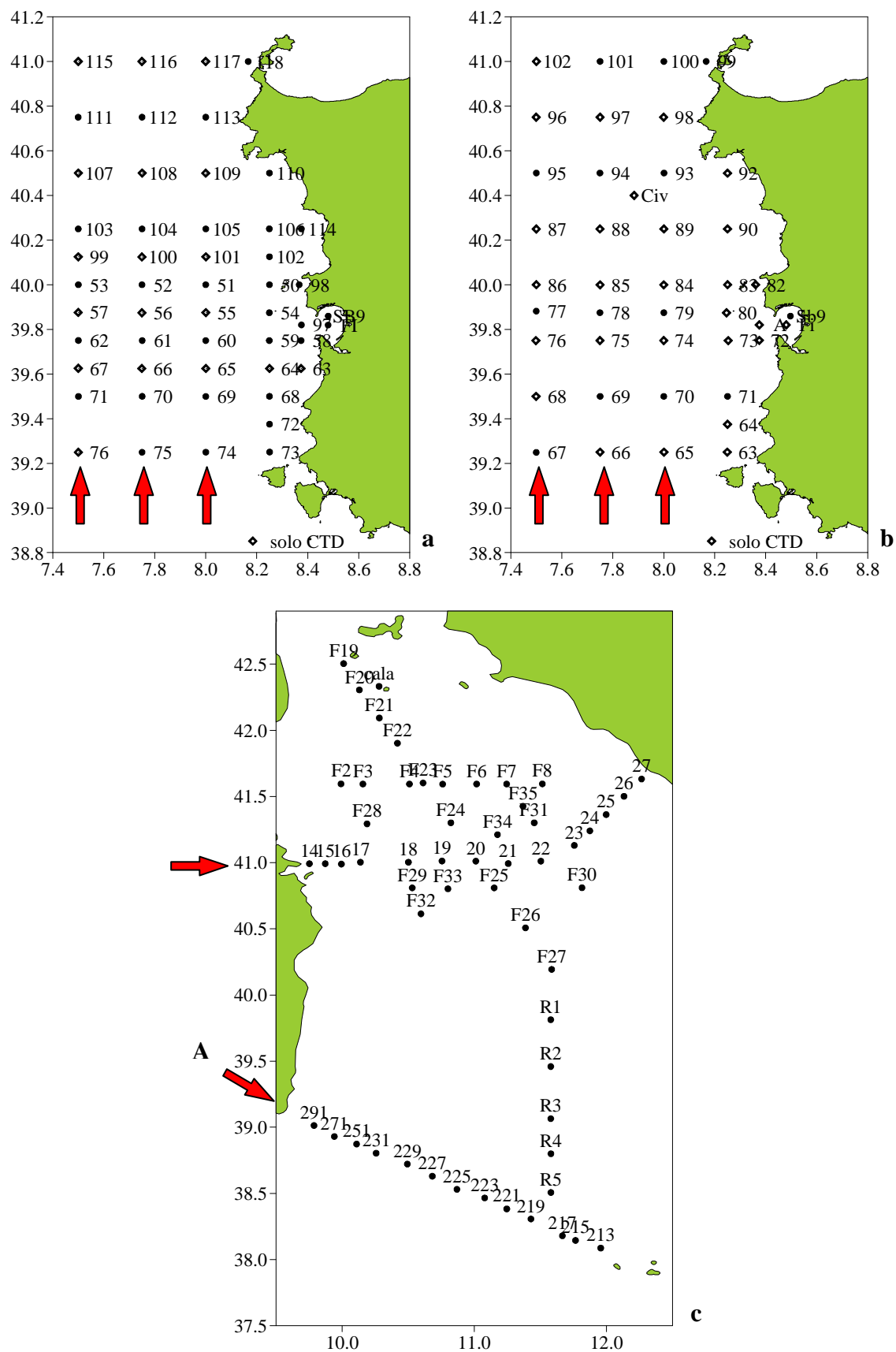


Fig. 4 - Ubicazione delle stazioni di campionamento: a) Campagna MedGOOS 2 (aprile 2001); b) Campagna MedGOOS 4 (maggio 2002); c) campagna MedGOOS 8 (maggio 2004). Sono indicati i transetti lungo i quali sono state elaborate le distribuzioni verticali dei parametri.

## 2.2. Misure e campionamenti

In tutte le stazioni sono stati eseguiti profili batimetrici di temperatura, conducibilità, salinità, fluorescenza, e ossigeno disciolto mediante sonda CTD SeaBird “911+” dotata di fluorimetro Sea Tech. I dati della sonda sono stati, poi, rielaborati mediante il software “SeaSoft 5.26” fornito dalla casa costruttrice della sonda.

Nel Mar di Sardegna (MedGOOS 2 e MedGOOS 4) le misure CTD sono state effettuate su un reticolo abbastanza regolare con distanza di 10 miglia tra le stazioni. Il prelievo di acqua è stato eseguito sullo stesso reticolo saltando, però, alcune stazioni per ragioni di tempo (Fig. 4 a, b). La risoluzione spaziale delle misure di temperatura, salinità, densità e fluorescenza ottenute mediante le misure del CTD è dunque, risultata migliore di quella ottenuta tramite il campionamento e la successiva analisi per i nutrienti, i clorofeopigmenti ed i popolamenti fitoplanctonici.

Nella campagna nel Mar Tirreno (MedGOOS 8) (Fig. 4c) sono state campionate quasi tutte le stazioni in cui sono state eseguite le misure CTD. Nelle stazioni di campionamento l’acqua è stata prelevata a diverse profondità, solitamente 0, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 300 m tramite bottiglie Niskin da 10 L montate assieme alla sonda CTD su di una rosette. Sono stati inoltre effettuati due campionamenti a quote variabili, il primo per cogliere il massimo di fluorescenza, che generalmente si collocava tra 50 e 100 m, e il secondo in corrispondenza del massimo di salinità che individua il “core” delle LIW.

Da ogni bottiglia sono stati subcampionati 250 ml fissati con 10 ml di formaldeide al 37 % neutralizzata (neutralizzata con tetraborato di sodio) e conservati in bottiglie scure per il conteggio e la determinazione tassonomica dei popolamenti micro- e nanofitoplanctonici al microscopio ottico.

Circa 4 L sono stati filtrati a bassa depressione (-30 KPascal) su filtri in fibra di vetro Whatman GF/F con diametro di 47 mm e porosità nominale 0.7  $\mu\text{m}$ . Dal filtrato sono stati raccolti 250 ml, fissati con cloruro di mercurio al 5 % (concentrazione finale 0.005 %), per l’analisi dei nutrienti disciolti (nitriti, nitrati, azoto ammoniacale e ortofosfati). I filtri GF/F, con il materiale particellato

raccolto sono stati utilizzati in laboratorio per la misura delle concentrazioni dei clorofeopigmenti e sono stati conservati, durante le prime due campagne, in una provetta con 4 ml di acetone al 100 %, in congelatore a -20 °C, mentre durante la campagna MedGOOS 8 sono stati conservati a secco, al buio, in congelatore a -20 °C.

### **2.3. Analisi dei nutrienti**

Le analisi per la determinazione quantitativa delle concentrazioni dei nutrienti, per via spettrofotometrica, sono state effettuate nel Laboratorio di Ecologia di Firenze mediante AutoAnalyzer 3 Bran + Luebbe secondo i metodi riportati in Strickland e Parsons (1972) ed in Innamorati *et al.* (1990). In particolare: per la determinazione dei nitriti ( $\text{NO}_2^-$ ) è stato seguito il metodo di Shinn (1941), per i nitrati ( $\text{NO}_3^-$ ) è stato seguito il metodo di Morris e Riley (1963), per gli ortofosfati ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) è stato utilizzato il metodo di Murphy e Riley (1962) e per l'ammoniaca ( $\text{NH}_4^+$ ) è stato seguito il metodo di Bower e Holm-Hansen (1980).

### **2.4. Stima della biomassa**

Lo studio della distribuzione della biomassa fitoplanctonica è stato effettuato esaminando la distribuzione dei valori della fluorescenza indotta della clorofilla *a* misurata in “situ” e quella delle concentrazioni dei clorofeopigmenti ottenute dalle analisi sui campioni di acqua prelevati.

#### **2.4.1. Analisi dei clorofeopigmenti**

Le procedure generali utilizzate sono quelle riportate da Lazzara *et al* (1990). Nelle campagne MedGOOS 2 e MedGOOS 4 i filtri sono stati conservati in 4 ml di acetone puro, al buio ed a -20 °C, successivamente sono stati triturati e omogeneizzati con una bacchetta di vetro per favorire l'estrazione dei pigmenti liposolubili. Subito dopo sono stati aggiunti 4 ml di acetone all'80 % ottenendo alla fine 8 ml di acetone al 90 %. Nella campagna MedGOOS 8 i filtri sono stati conservati a secco, al buio a -20 °C e successivamente sono stati aggiunti 8 ml di



acetone al 90 % al momento della triturazione ed omogeneizzazione effettuate con la stessa procedura.

Dopo ulteriore estrazione per 24 ore al buio in frigorifero a 4 °C, l'estratto è stato separato dal particolato derivato dal filtro mediante centrifugazione (4000 giri/minuto per 10 minuti). Successivamente è stata effettuata la misura allo spettrofotometro utilizzando l'equazione monocromatica che prevede la lettura a due lunghezze d'onda: a 750 nm per valutare la torbidità ed a 665 nm, in prossimità del massimo di assorbimento nel rosso di clorofilla *a* e feopigmenti.

Le concentrazioni finali vengono così calcolate:

- nell'estratto *Clorofeopigmenti* ( $\text{mg m}^{-3}$ ) =  $(\text{DO}_{665} - \text{DO}_{750}) / \epsilon * \text{co} = C$
- nel campione *Clorofeopigmenti* ( $\text{mg m}^{-3}$ ) =  $C (v/V) 10^6$

dove:  $\text{DO}_{750}$  = densità ottica a 750 nm;  $\text{DO}_{665}$  = densità ottica a 665 nm;

$\epsilon$  = densità ottica specifica della clorofilla *a* a 665 nm in acetone al 90% ( $87.67 \text{ dm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ cm}^{-1}$ );

c.o. = cammino ottico (cm);  $v$  = volume dell'estratto (ml);  $V$  = volume di acqua filtrata (ml).

#### **2.4.2. Fluorescenza indotta**

La fluorescenza indotta è stata misurata ad ogni stazione con un fluorimetro Sea Tech calato insieme alla sonda CTD. Questo strumento misura la fluorescenza emessa nel rosso (intorno a 683 nm) dalla clorofilla *a* del fitoplancton dopo eccitazione mediante una luce blu emessa dallo stesso strumento. I valori di fluorescenza misurati sono proporzionali alla concentrazione reale del pigmento e, poichè non sono calibrati in unità assolute, hanno solo valore relativo.

Nelle campagne MedGOOS 2 e 4 le misure di fluorescenza indotta hanno consentito una più ampia copertura, sia geografica che batimetria, della stima della biomassa fitoplanctonica rispetto alle misure standard di concentrazione dei clorofeopigmenti. Ai fini della descrizione della distribuzione della biomassa fitoplanctonica ci è parsa di fondamentale importanza la risoluzione spaziale, di conseguenza le misure di fluorescenza indotta sono state calibrate per ogni

campagna mediante la regressione ortogonale fluorescenza vs clorofeopigmenti utilizzando i punti in cui sono state effettuate le due misure. I coefficienti delle rette di regressione ortogonali e le relative equazioni sono riportati in Tab. II.

**Tab. II** – Equazioni, coefficienti di correlazione e numerosità delle rette di regressione delle due campagne.

	<b>relazione</b>	<b>n</b>	<b>r</b>
<b>MG 2</b>	$Fl_{cor}=0.666*fluo+0.011$	147	0.8041
<b>MG 4</b>	$Fl_{cor}=0.769*fluo-0.014$	103	0.8038

Poiché durante la campagna MedGOOS 8 sono state campionate quasi tutte le stazioni, la risoluzione spaziale dei campionamenti risulta identica a quella della fluorescenza indotta.

## 2.5. Analisi microscopiche

L'analisi dei popolamenti micro- e nanofitoplanctonici è stata eseguita al microscopio ottico invertito (Hasle, 1978) su un totale di 234 campioni. Sono stati effettuati il conteggio, riconoscimento e classificazione delle cellule per ottenere una stima dell'abbondanza e della composizione del popolamento. Le cellule sono state riconosciute e classificate a livello di classi, gruppi, generi e, quando possibile, specie.

I campioni fissati con formalina e conservati in contenitori scuri in polietilene sono stati fatti sedimentare in camere di sedimentazione secondo il metodo Utermöhl. Data la generale scarsità delle densità cellulari riscontrate, per tutti i campioni prelevati e osservati sono stati fatti sedimentare 100 ml.

Per l'osservazione sono stati utilizzati i microscopi Zeiss IM 35 e Zeiss IM con obbiettivi 20× e 40×. Il conteggio delle cellule è stato effettuato seguendo transetti lungo il diametro della camera, generalmente 2, oppure attraverso l'osservazione di campi visivi con ingrandimento 40×, osservando un volume pari a 4.7 ml. Oltre a questo conteggio, sulla base del quale sono state valutate le densità cellulari, è stato eseguito anche un conteggio su tutta l'area di sedimentazione con ingrandimento 20× per una stima qualitativa della frazione microplanctonica presente nel campione.

Per il calcolo della concentrazione in cell L<sup>-1</sup> è stata utilizzata la formula:

$$\text{cell L}^{-1} = n * 1000 / V_o$$

dove n = cellule contate; V<sub>o</sub> = volume osservato (ml) secondo:  $V_o = A_o * V_s / A_s$

con A<sub>o</sub> = area osservata; V<sub>s</sub> = volume sedimentato; A<sub>s</sub> = area sedimentata.

Per l'identificazione tassonomica e la classificazione sono stati consultati i seguenti testi:

- Bérard-Therriault L. *et al.*, (1999).
- Cleve-Euler, A. (1951 - 1955).
- Cupp, E.E. (1977).
- Dodge, J.D. (1982).
- Hasle, G.R., Syversten, E.E. (1997).
- Heimdal, B.R. (1997).
- Hustedt, F. (1930).
- Peragallo, M.H. e Peragallo, M. (1897 - 1908).
- Rampi, L. e Bernard, M. (1980; 1981).
- Schiller, J. (1930; 1933; 1937).
- Steidinger, K.A., Tangen, K. (1997).
- Throndsen, J. (1993).

Nei casi in cui non è stato possibile determinare la specie di appartenenza dei singoli individui ci si è limitati all'attribuzione del genere di categorie tassonomiche superiori seguito dalla dicitura “sp.” (specie non identificata) o “spp.” (specie plurime non identificate).

## **2.6. Elaborazione dei dati**

### **2.6.1. Rappresentazione spaziale**

Le analisi della distribuzione spaziale dei valori di temperatura, salinità, densità, fluorescenza e delle concentrazioni di clorofeopigmenti, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>+NO<sub>3</sub><sup>-</sup> e PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> e densità fitoplanctoniche, rilevate nei vari punti e alle varie profondità sono state effettuate tracciando le isoplete su piani orizzontali, alle profondità di 0, 50, 100 m e su piani verticali (transetti N - S), tra 0 - 200 m e tra 0 - 100 m utilizzando il programma Surfer 7.0. I valori di queste variabili, ordinati in una

griglia secondo le loro coordinate geografiche e profondità sono stati interpolati secondo il metodo Kriging e i risultati sono stati espressi graficamente mediante la costruzione di mappe con isoplete bidimensionali. L'approssimazione alla rappresentazione sinottica suggerita dalle mappe della distribuzione delle isoplete ha valore limitato alla presunta stazionarietà del sistema, dunque per tempi limitati e per zone abbastanza vicine. Tuttavia, pur non potendo rappresentare le reali distribuzioni spaziali dei parametri, certamente non stazionari durante la campagna, consentono comunque la valutazione dei rapporti tra questi.

### **2.6.2. Indici di stabilità**

La struttura della colonna d'acqua è stata valutata per la sua stabilità attraverso un indice calcolato in base alle differenze di densità, ad ogni metro, nei differenti strati (Bustillos-Guzmán *et al.*, 1995). In particolare sono stati calcolati due indici, uno per lo strato superficiale,  $\Delta D_{0-50\text{ m}}$ , che è la media delle differenze di densità tra 0 e 50 m, e uno per lo strato profondo  $\Delta D_{50-200\text{ m}}$  che è dato dalla media delle differenze di densità tra 50 e 200 m. I due indici, il superiore e l'inferiore, sono incentrati sulla profondità di 50 m che risulta quella di separazione tra lo strato superficiale rimescolato e quello profondo in cui si trovano le fioriture fitoplanctoniche.

### **2.6.3. Coefficiente di similarità**

Come indice floristico di similarità è stato utilizzato il coefficiente di correlazione non parametrico ( $\tau$ ) di Kendall calcolato in base ai ranghi attribuiti alle specie ed alle classi. Il valore di  $\tau$  è una misura della similarità tra l'ordine dei ranghi delle abbondanze delle specie (o delle classi) di due elenchi floristici. In questo modo il coefficiente attribuisce uguale peso ad ogni specie o classe senza tenere conto della sua abbondanza assoluta (Sokal e Rohlf, 1995). L'indice è stato usato per individuare le modificazioni che avvengono nel popolamento lungo la colonna d'acqua confrontando, quindi, ad ogni stazione gli elenchi floristici di profondità contigue (Venrick, 1992). L'indice è stato impiegato anche per individuare e misurare l'entità delle eventuali variazioni della flora

nello spazio comparando, perciò, i dati di abbondanza e i relativi ranghi, di stazioni vicine per profondità corrispondenti.

### **3. Risultati**

#### **3.1. Caratteristiche termoline e trofiche delle masse d'acqua**

##### **3.1.1. Mar di Sardegna - aprile 2001**

Il rilievo della distribuzione superficiale della temperatura e della salinità (Fig. 5 a, b) ha messo in evidenza, nella parte più occidentale della zona di campionamento (long. 7°5' E, lat. 40°0' - 40°2' N, st. 57, 53, 99, 103), un'ampia area contraddistinta da valori di temperatura in aumento ( $>15.6^{\circ}\text{C}$ ) associati a valori molto bassi di salinità ( $<37.3\text{‰}$ ). Caratteristiche simili si presentano anche nell'area più meridionale (long. 8°0' E, lat. 39°2' - 39°8' N, st. 65, 66, 68, 69, 70), in cui una fascia di maggiori temperature e minori salinità (fino a  $15.8^{\circ}\text{C}$ ,  $37.3\text{‰}$ ) va ad addossarsi verso la costa sarda mentre, procedendo verso la zona più settentrionale, si osservano minimi di temperatura ( $14.6^{\circ}\text{C}$ ) e massimi di salinità ( $37.7\text{‰}$ ). Le due zone di acqua calda e poco salata presenti in superficie si distinguono nettamente anche nelle sezioni orizzontali effettuate a 50 m (Fig. 6a, b) in cui risulta ancor meglio delineata l'area di minimi più occidentale ( $14.4^{\circ}\text{C}$ ,  $37.5\text{‰}$ ).

Le caratteristiche aline di queste acque superficiali si collocano in un intervallo di valori intermedio tra quelli generalmente rilevati per le acque superficiali mediterranee ( $>38.0\text{‰}$ ) e quelli tipici delle acque atlantiche ( $36.0 - 37.0\text{‰}$ ) e sono quindi riconducibili a quelli di un'acqua atlantica modificata (MAW).

La distribuzione della densità superficiale (Fig. 5c) e soprattutto a 50 m (Fig. 6c), evidenzia ancor più nettamente l'area più occidentale che presenta minimi di densità sia in superficie ( $27.6\text{ kg m}^{-3}$ ) che a 50 m ( $28.15\text{ kg m}^{-3}$ ) in una zona di circa 100 Km di diametro ed appare circondata da una fascia marginale più densa con un elevato gradiente orizzontale.

Questa distribuzione delle caratteristiche termoaline è tipica delle strutture anticicloniche a mesoscala che presentano un nucleo di accumulo di acqua più calda e poco salata, quindi meno densa, circondato da un anello di acqua più fredda, più salata e più densa, e simile a quella descritta da vari autori per i vortici che si staccano dal flusso della Corrente Algerina (Benzohra e Millot, 1995a ; Salas, *et al.*, 2002; Testor e Gascard, 2005).

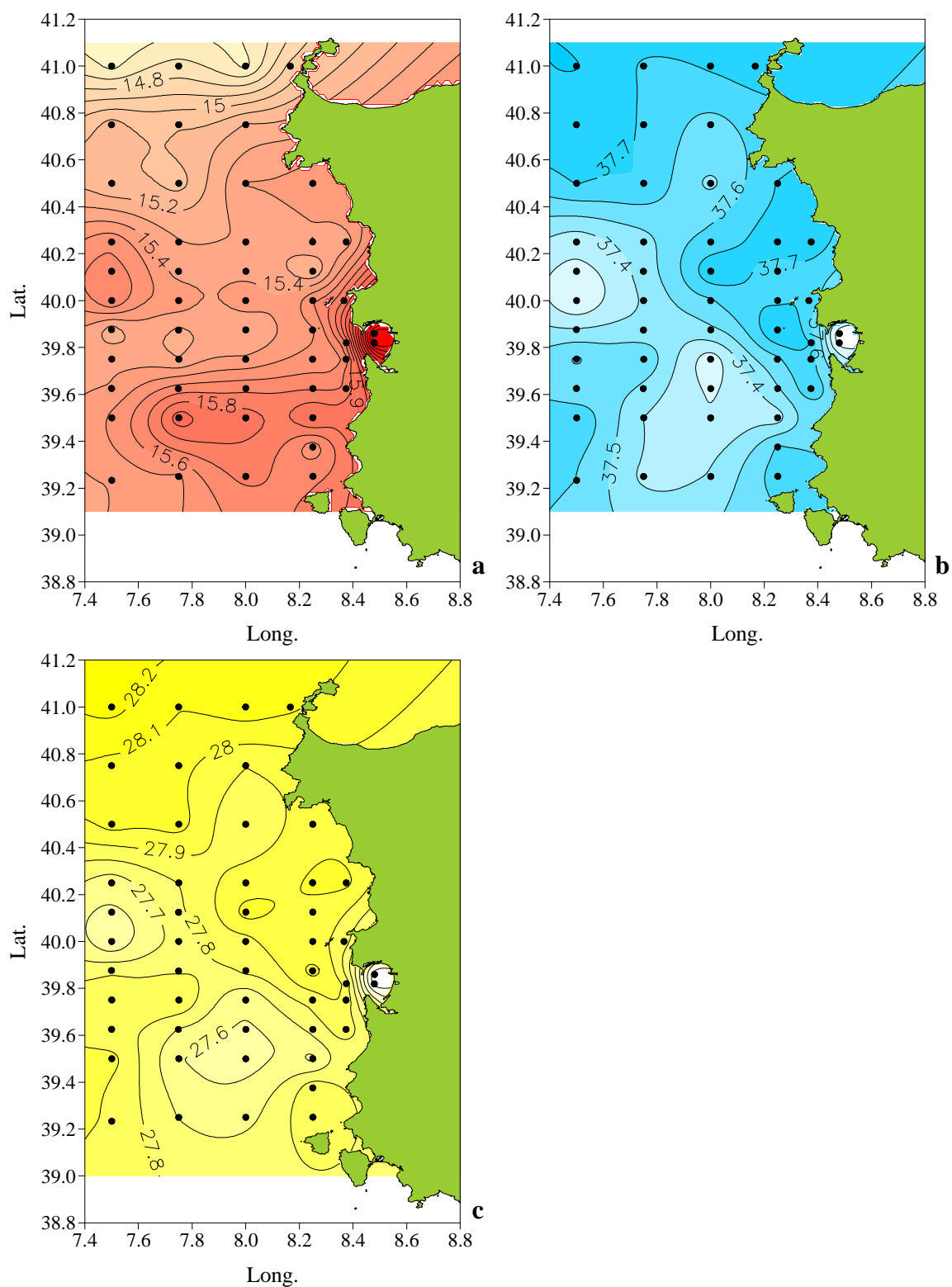


Fig.5 - Mar di Sardegna, aprile 2001. Distribuzione superficiale di: a) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ); b) salinità, ‰; c) densità,  $\text{kg m}^{-3}$ .

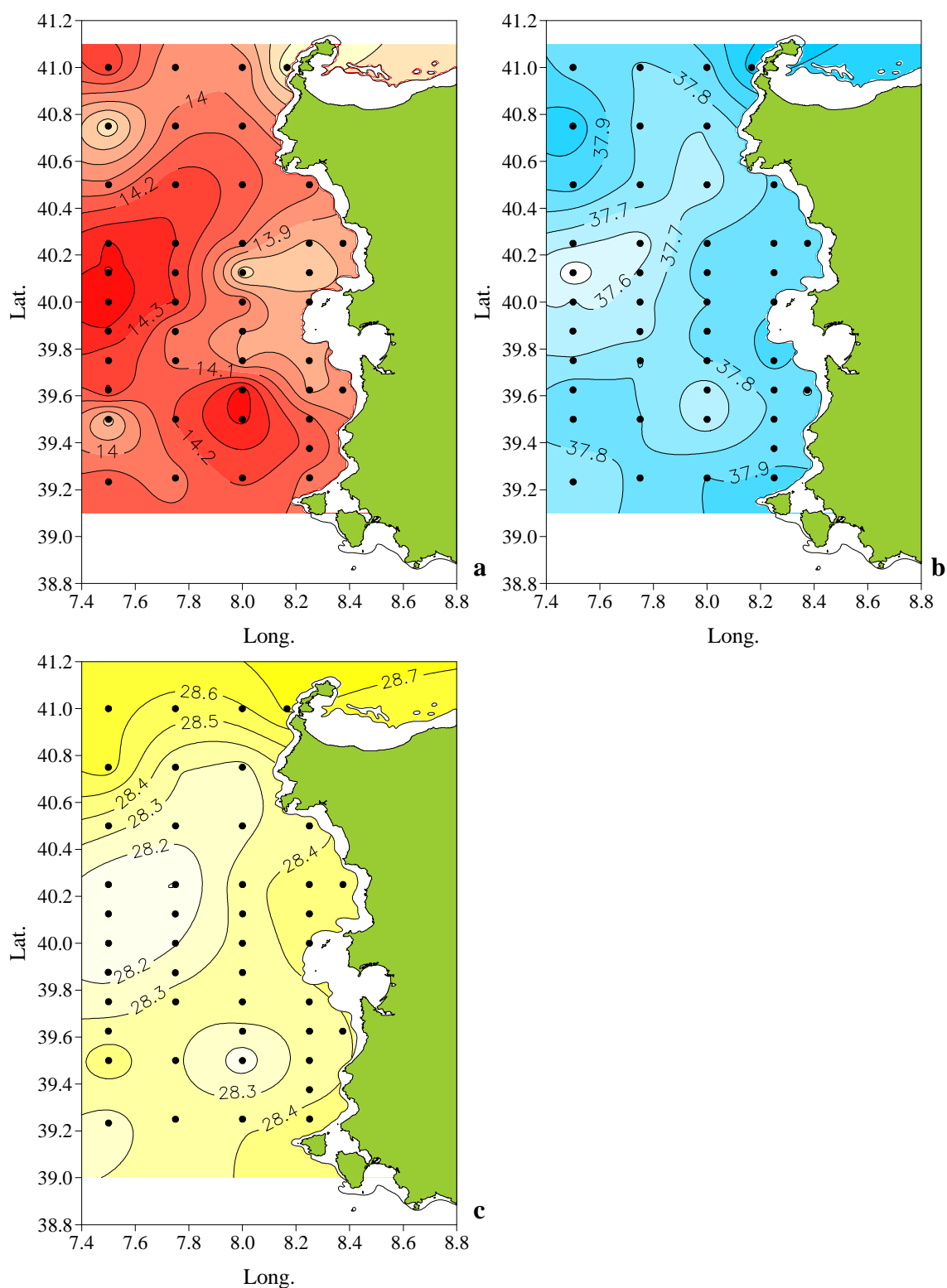


Fig. 6 - Mar di Sardegna, aprile 2001. Distribuzione a 50 m di: a) temperatura, °C; b) salinità, ‰; c) densità,  $\text{kg m}^{-3}$ .

La distribuzione verticale di temperatura, salinità e densità nelle varie zone dell'anticiclone è stata analizzata lungo i 3 transetti N-S (Fig. 4) che



intercettano la struttura. Tutti i transetti hanno presentato andamenti verticali delle caratteristiche termoaline simili ma il transetto più occidentale dell'area di campionamento (long. 7°5' E) è risultato quello più rappresentativo e di maggior interesse poiché, attraversando il centro del vortice, ne ha permesso una descrizione più dettagliata (Fig. 7a, b, c).

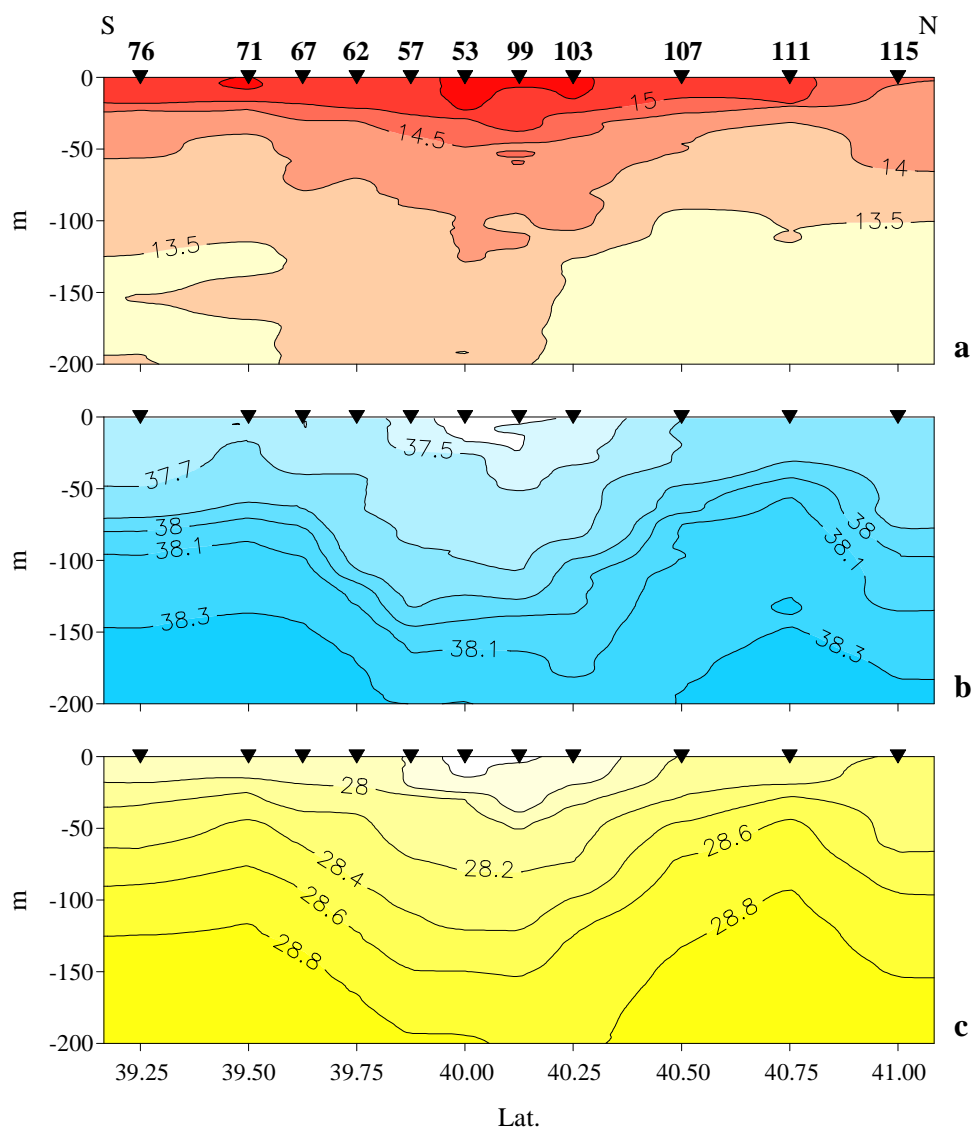


Fig. 7 - Mar di Sardegna, aprile 2001. Distribuzione verticale alla long. 7°5'E di: a) temperatura, °C; b) salinità, ‰; c) densità, kg m<sup>-3</sup>.

Le sezioni verticali tra 0 e 200 m (Fig. 7a, b, c) evidenziano la tendenza delle isoplete di temperatura, salinità e densità a sprofondare in prossimità del centro dell'anticiclone (st. 53) e a risalire lungo i margini (st. 111 a Nord, 71 a Sud) per poi ridisporsi orizzontalmente, assumendo una forma ad U tipica di questo tipo di strutture.

Questa particolare distribuzione delle caratteristiche termoaline interessa quasi tutto lo strato delle acque superficiali, tra 0 e 200 m.

Lungo tutto il transetto inoltre, soprattutto nella parte settentrionale (Fig. 7a), sono presenti delle lenti di acqua fredda (13.5 °C) tra 150 e 200 m probabilmente derivanti dallo sprofondamento delle acque superficiali raffreddatesi durante l'inverno denominate WIW (Winter Intermediate Water), caratteristica che sembra essere piuttosto frequente in strutture di questo tipo (Benzohra e Millot, 1995b).

Per evidenziare il grado di mescolamento dello strato superficiale nelle varie zone dell'anticiclone, individuare gli scambi tra questo e gli strati profondi e i punti di risalita, è stato calcolato un indice di stabilità per lo strato superficiale 0 – 50 m ( $\Delta D_{0-50\text{ m}}$ ), e per valutare la tendenza degli strati profondi a risalire ne è stato calcolato anche uno per lo strato più profondo 50 – 200 m ( $\Delta D_{50-200\text{ m}}$ ). Gli andamenti delle variazioni medie di densità lungo la sezione 7°5' E, e quindi attraverso il diametro del vortice (Fig. 8), evidenziano la tendenza degli strati profondi a risalire fino a 50 m presso i bordi dell'anticiclone (st. 71, 67, 111), dove  $\Delta D_{50-200\text{ m}}$  raggiunge i valori minimi e  $\Delta D_{0-50\text{ m}}$  i massimi.

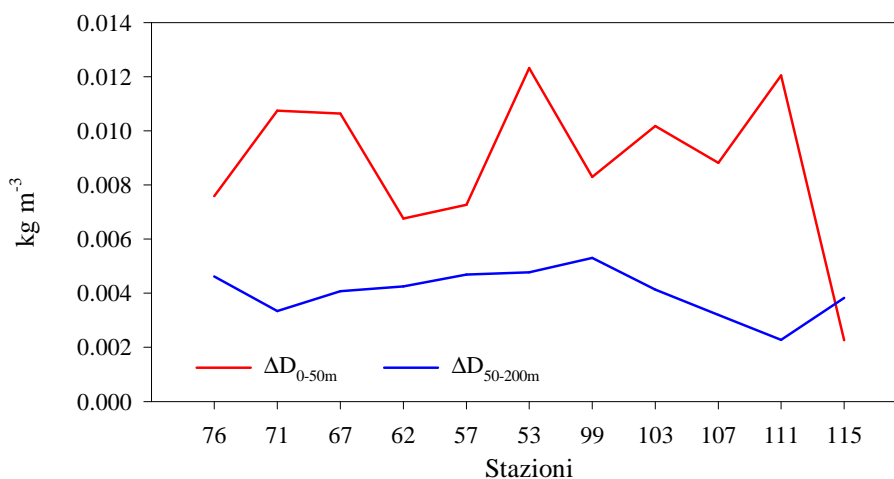


Fig. 8 - Mar di Sardegna, Aprile 2001. Variazione degli indici di stabilità,  $\Delta D_{0-50\text{ m}}$  e  $\Delta D_{50-200\text{ m}}$ , alla longitudine 7°5'E.

Al centro dell'anticiclone (st. 62 - 103) le acque superficiali rimangono segregate e tendono a sprofondare verso il basso con  $\Delta D_{0-50\text{ m}}$  e  $\Delta D_{50-200\text{ m}}$  che raggiungono rispettivamente i minimi e il massimo (st. 53, 99). I valori dei due

indici mostrano la presenza di una discontinuità nella colonna d'acqua intorno ai 50 m e  $\Delta D_{0-50\text{ m}}$  è sempre piuttosto elevato e maggiore di  $\Delta D_{50-200\text{ m}}$ . Le acque superficiali infatti, soggette al progressivo riscaldamento, hanno la tipica stratificazione primaverile con un termoclino stagionale già abbastanza sviluppato e capace di ostacolare la risalita di acqua che si verifica ai bordi e che non supera, quindi, i 25 – 50 m.

L'effetto della risalita di acqua dal basso è visibile anche dalla distribuzione dei nutrienti lungo i tre transetti.

Lungo la stessa sezione prima esaminata (long. 7°5' E), la distribuzione di  $\text{PO}_4^{3-}$  e  $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$  (successivamente indicati con DIP e DIN) mostra (Fig. 9a, b)

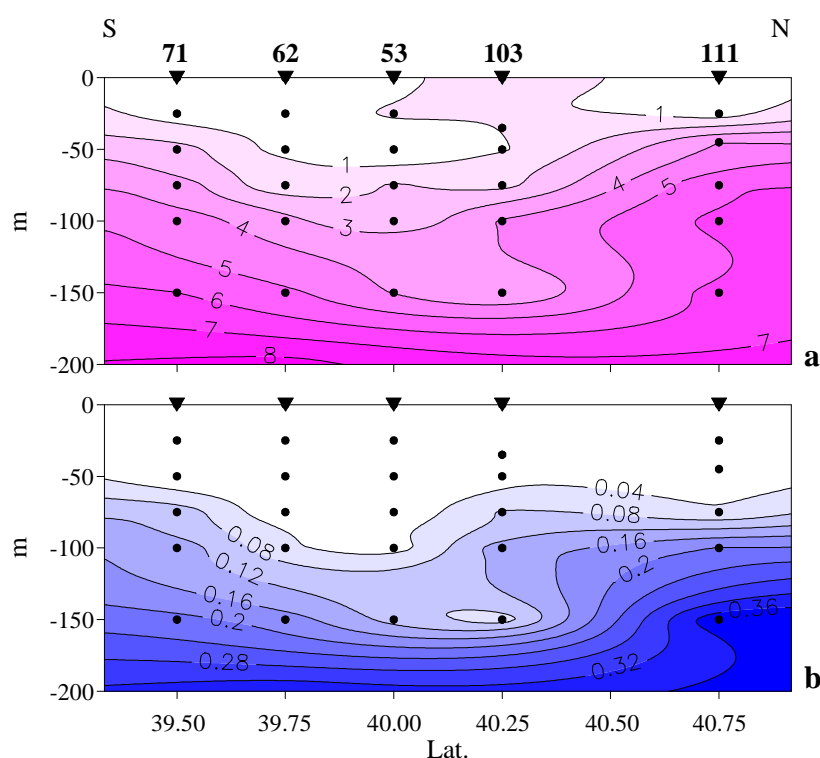


Fig. 9 - Mar di Sardegna, aprile 2001. Distribuzione verticale alla longitudine 7°5'E delle concentrazioni ( $\mu\text{M}$ ) di: a) DIN ( $\text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$ ); b) DIP ( $\text{PO}_4^{3-}$ ).

concentrazioni piuttosto basse nello strato superficiale (0 – 25 m): 0.55 – 1.6  $\mu\text{M}$  di DIN e valori di DIP spesso al limite della rilevabilità (fino a 0.02  $\mu\text{M}$ ) con, in generale, concentrazioni superficiali più elevate all'estremo Nord (st. 111) e un forte gradiente visibile a partire dai 25 – 50 m fino a portare un aumento di un ordine di grandezza per il DIN e di due per il DIP. Le concentrazioni aumentano

procedendo verso il fondo con valori che, a 50 m, risultano compresi tra 0.53 - 3.99  $\mu\text{M}$  per il DIN e 0.002 – 0.03  $\mu\text{M}$  per il DIP (Figg. 9 a, b). La distribuzione delle isoplete appare analoga a quella descritta per i parametri fisici, con la stessa conformazione ad U in corrispondenza delle stesse stazioni: i massimi risalgono intorno a 50 m agli estremi della struttura (st. 71, 111) mentre nella zona centrale (st. 62, 53, 103), dove avviene lo sprofondamento dell'acqua superficiale, si osservano le minime concentrazioni. Inoltre, nello strato 0 – 50 m lungo la sezione, la distribuzione delle concentrazioni di azoto ammoniacale e soprattutto del rapporto tra questo e le forme nitroso + nitrico (Fig. 10 a,b) indica una prevalenza della forma più ridotta che, in ambiente oligotrofico, sembra essere la principale fonte di azoto per le cellule di piccole dimensioni, mentre l'assimilazione del nitrato è da attribuire prevalentemente al microfitoplancton (Chisholm, 1992).

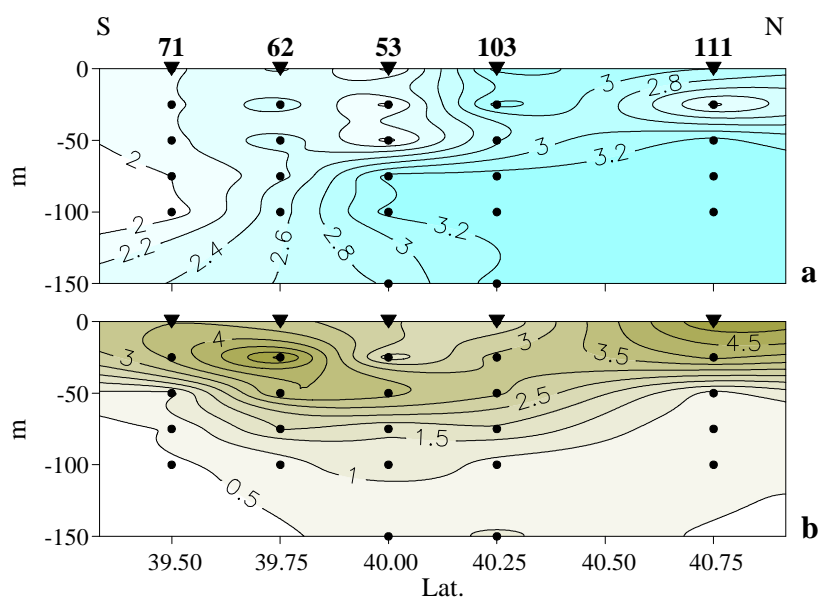


Fig. 10 - Mar di Sardegna, aprile 2001. Distribuzione verticale alla long. 7°5'E di: a) concentrazioni ( $\mu\text{M}$ ) dell'azoto ammoniacale; b) rapporto tra azoto ammoniacale e DIN.

### 3.1.2. Mar di Sardegna - maggio 2002

L'analisi descritta precedentemente è stata effettuata anche sui dati acquisiti durante una seconda campagna oceanografica nel Mar di Sardegna (Fig. 4b).

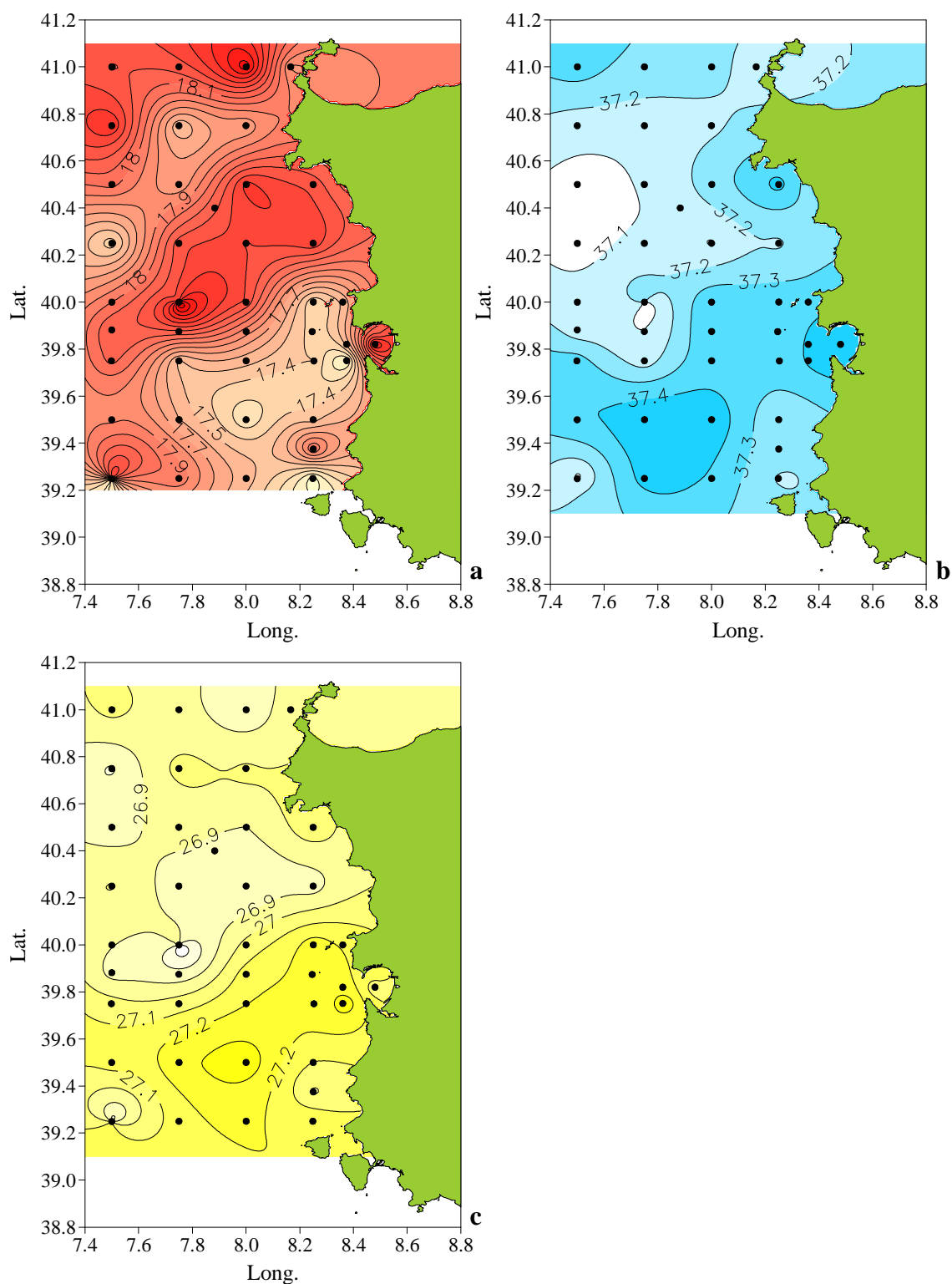


Fig. 11 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Distribuzione superficiale di: a) temperatura, °C; b) salinità, ‰; c) densità, kg m<sup>-3</sup>.

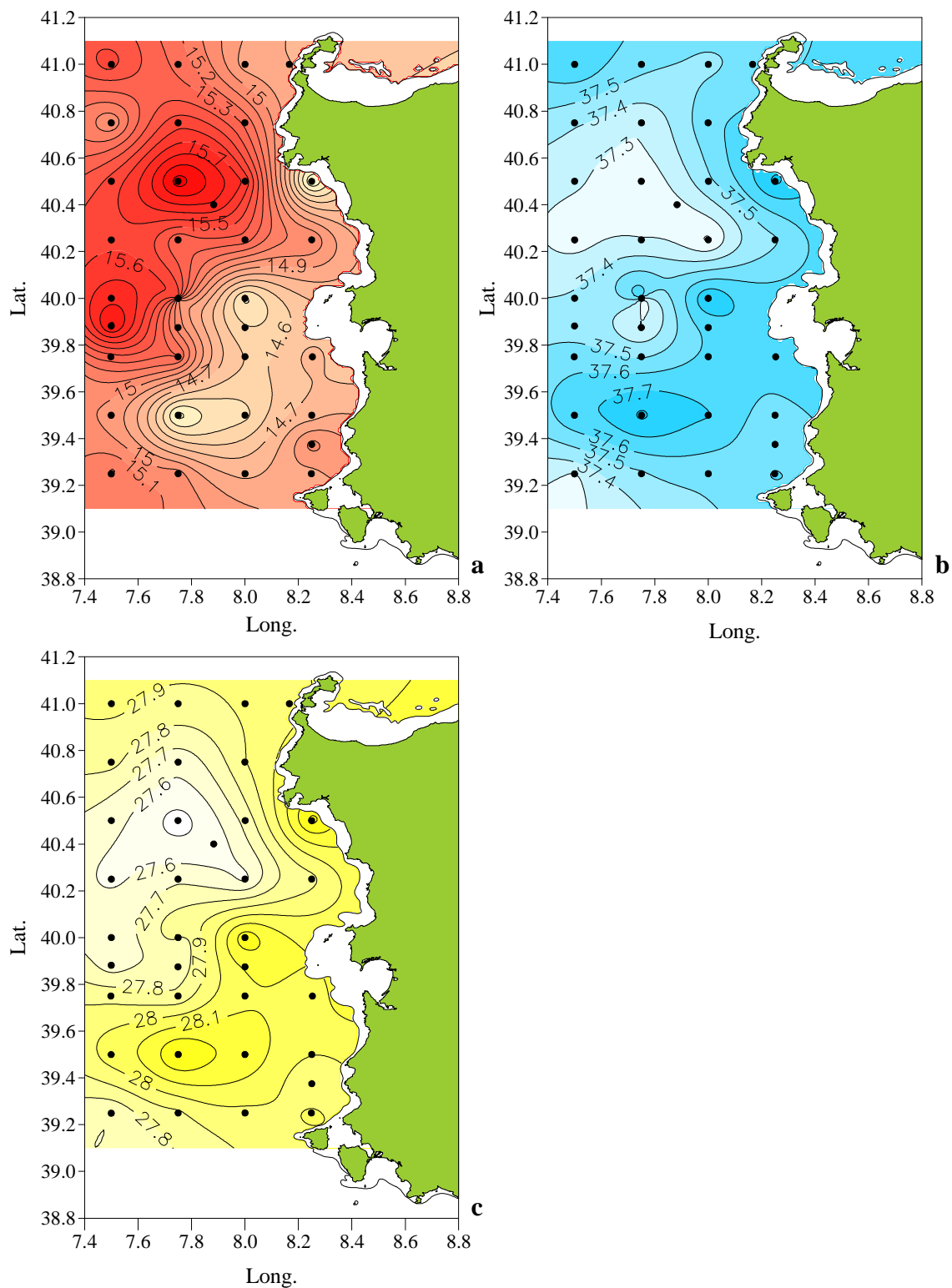


Fig. 12 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Distribuzione a 50 m di: a) temperatura,  $^{\circ}\text{C}$ ; b) salinità,  $\text{‰}$ ; c) densità,  $\text{kg m}^{-3}$ .

Anche in questo caso la distribuzione orizzontale dei parametri fisici ha suggerito la presenza di una struttura a mesoscala (Figg. 11, 12). Nella zona nord-occidentale (long.  $7^{\circ}5' - 8^{\circ}0' \text{ E}$ , lat.  $39^{\circ}8' - 40^{\circ}8' \text{ N}$ ) dell'area interessata

dai rilievi si osservano (Fig. 11a, b) le acque più calde ( $18.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) in corrispondenza di minimi di salinità intorno a  $37.15\text{‰}$  (st. 85, 88, 89, 93, 96), circondate da acque più fredde e più salate, e visibili sia nello strato più superficiale che a 50 m (Fig. 12a, b). La presenza delle acque più calde e dolci confinate da acque più fredde e salate risulta ancor più nettamente evidenziata dalla distribuzione della densità superficiale e alla profondità di 50 m (Figg. 11c, 12c), dove si osserva il nucleo di acqua meno densa ( $27.55 - 27.65\text{ kg m}^{-3}$ ) nettamente separato dalle acque circostanti da un gradiente orizzontale molto accentuato ( $28.05 - 28.15\text{ kg m}^{-3}$  a 50 m). Le acque circostanti, soprattutto nella parte meridionale dell'area di campionamento, sono più fredde ( $14.4 - 14.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) e con salinità più elevata ( $37.6 - 37.8\text{‰}$ ).

Anche nella primavera 2002 quindi, appare evidente nel Mare di Sardegna la presenza di un'area di circa 150 km di diametro che, per le diverse caratteristiche termo-picno-aline, è molto simile alla struttura anticiclonica descritta nella primavera del 2001, costituita da un nucleo di acqua calda e poco salata di origine atlantica circondata da un anello di acqua più fredda e più salata che risale dal basso. Le analisi effettuate sugli stessi dati CTD da altri gruppi di ricerca partecipanti al progetto, riguardanti la caratterizzazione delle diverse masse d'acqua e le loro velocità hanno confermato le nostre interpretazioni sia per il 2001 che per il 2002 (Ribotti *et al.*, 2004).

Anche nel caso della primavera 2002, nonostante le differenze rispetto al 2001, il reticolo di campionamento ha permesso di analizzare la colonna d'acqua lungo tre transetti (Fig. 4b) tra i quali quello più occidentale (long.  $7^{\circ}5'\text{ E}$ ) intercettava grossomodo il centro dell'anticiclone, rappresentando quindi nuovamente le caratteristiche idrologiche del vortice.

Le sezioni verticali di temperatura, salinità e densità tra 0 e 200 m (Fig. 13a, b, c) mostrano lo sprofondamento delle isoplete (soprattutto quelle di salinità e densità) nella parte centrale del transetto (st. 77, 86, 87, 95) e la tendenza a risalire verso la superficie in prossimità dei margini (st. 76, 68, 96, 102).

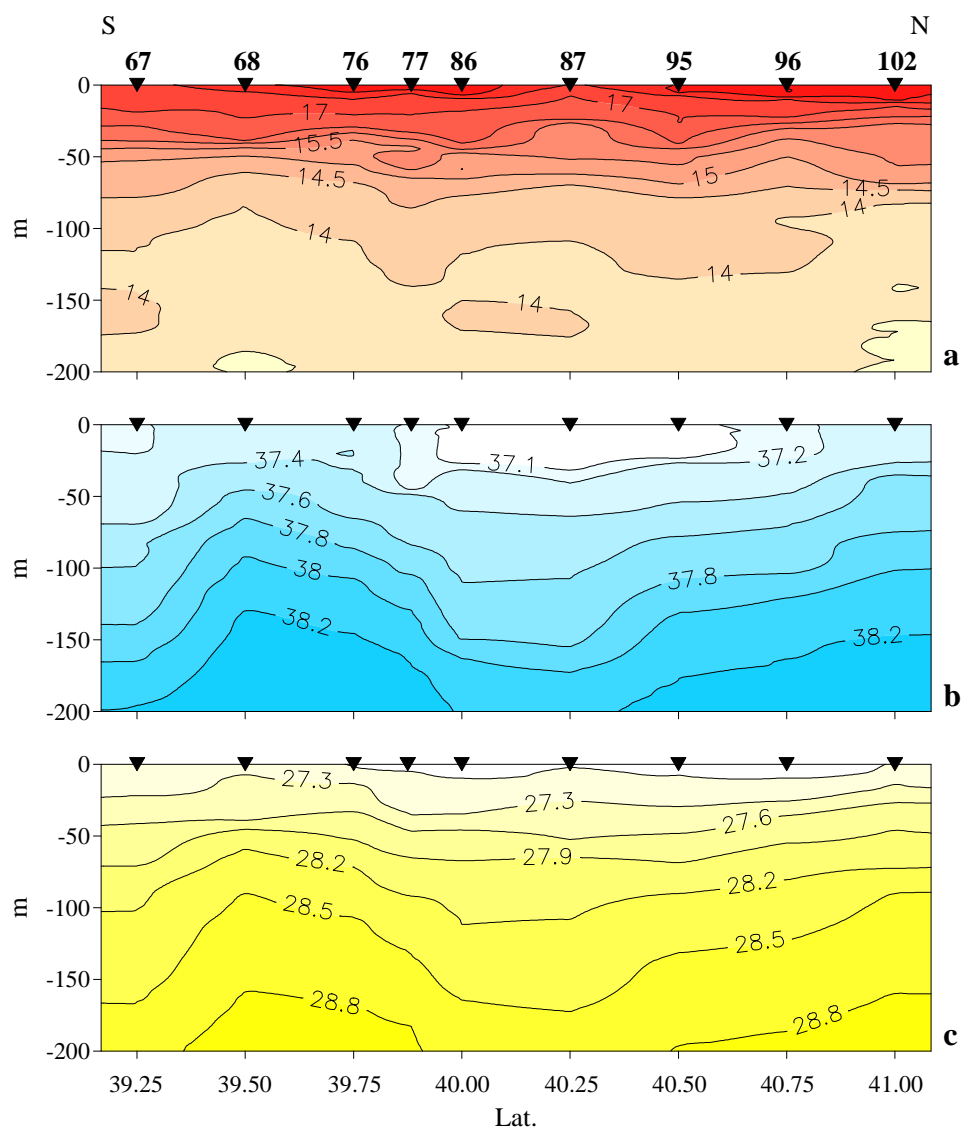


Fig. 13 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Distribuzione verticale alla long. 7°5'E di: a) temperatura, °C; b) salinità, ‰; c) densità, kg m<sup>-3</sup>.

E' interessante notare che, in corrispondenza della st. 67 (Fig. 13), le isoplete, anziché ridisporsi orizzontalmente, tendono nuovamente a sprofondare, facendo supporre la presenza di un'altra struttura dinamica adiacente a quella campionata ma esterna all'area indagata la cui presenza è stata in effetti confermata dallo studio precedentemente citato (Ribotti *et al.*, 2004).

I valori minimi di  $\Delta D_{0-50\text{ m}}$  e i massimi di  $\Delta D_{50-200\text{ m}}$  (Fig. 14) al centro dell'anticiclone, (st. 86 - 95) testimoniano la tendenza delle acque superficiali a sprofondare.



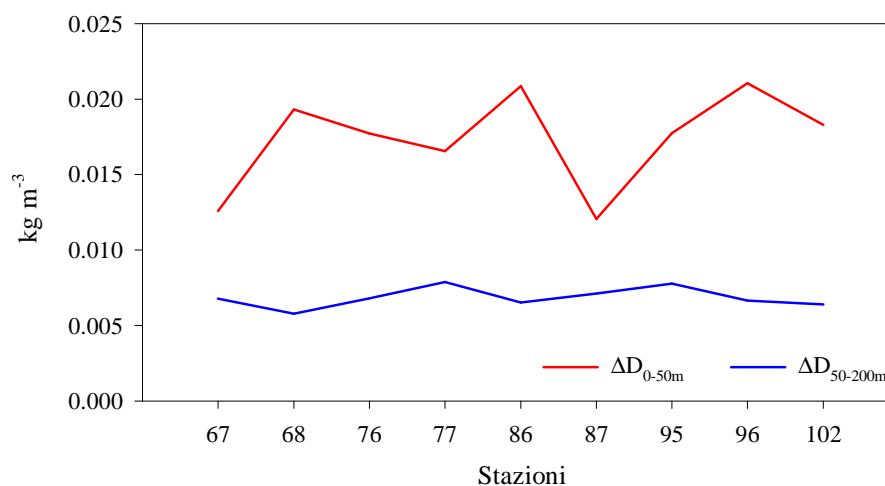


Fig. 14 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Variazione degli indici di stabilità,  $\Delta D_{0-50m}$  e  $\Delta D_{50-200m}$ , lungo la sezione verticale alla long. 7°5'E.

$\Delta D_{50-200m}$  raggiunge i minimi ai margini meridionale (st. 68) e settentrionale (st. 96, 102) dell'anticiclone, dove quindi l'acqua non viene ostacolata nella risalita fino a 50 m ma, la stratificazione superficiale indicata dai massimi di  $\Delta D_{0-50m}$ , ne impedisce l'ulteriore risalita.

Tra lo strato superficiale e quello profondo si riscontra una forte discontinuità poiché i primi 50 m mostrano la stratificazione dovuta al termocline stagionale ancora più strutturata rispetto al 2001 per la stagione più avanzata, evidente anche dalle maggiori temperature (Figg. 5a, 13a), e quindi l'acqua che risale in prossimità dei bordi non si diffonde fino in superficie.

Riguardo alla condizione trofica (Fig. 15), nello strato superficiale le concentrazioni sono sempre basse (0.1 - 0.64  $\mu M$  DIN, 0.04 - 0.12  $\mu M$  DIP), con un evidente aumento delle concentrazioni di DIP e DIN al margine settentrionale, dove si raggiungono i valori massimi dell'intervallo. Intorno a 50 m si trovano le variazioni maggiori, di un ordine di grandezza, tra i margini ed il centro del vortice: il DIN va da 0.2  $\mu M$  al centro a 1.0 - 1.3  $\mu M$  ai margini, il DIP passa da 0.04 - 0.08  $\mu M$  lungo tutto il transetto a 0.17  $\mu M$  in corrispondenza del margine settentrionale.

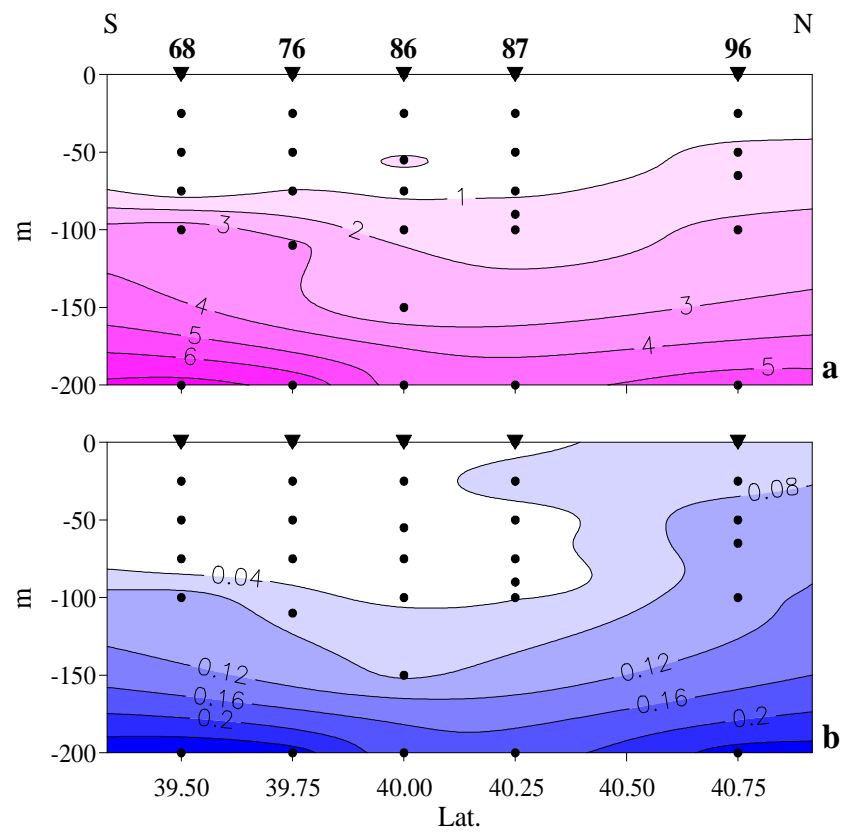


Fig. 15 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Distribuzione verticale alla long.  $7^{\circ}5'E$  delle concentrazioni ( $\mu\text{M}$ ) di: a) DIN; b) DIP.

L'andamento dell'azoto ammoniacale e del rapporto rispetto alle forme più ossidate (Fig. 16a, b) riproduce sostanzialmente quello descritto per l'aprile 2001, con i rispettivi massimi nei primi 25 m in corrispondenza dei margini del vortice (st. 76, 96).

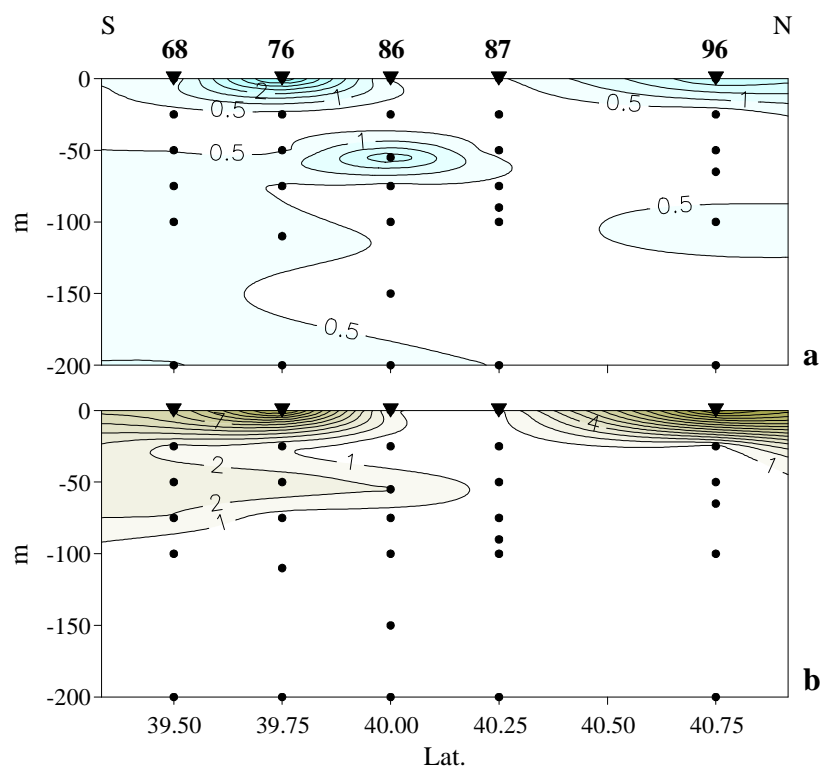


Fig. 16 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Distribuzione verticale alla long. 7°5'E di: a) concentrazioni ( $\mu\text{M}$ ) dell'azoto ammoniacale; b) rapporto tra azoto ammoniacale e DIN.

### 3.1.3. Mar Tirreno Centro-Meridionale - maggio 2004

Nella primavera 2004 sono state indagate (Fig. 4c) un'area del Tirreno Centrale dove è nota la presenza di una circolazione a carattere ciclonico (Astraldi e Gasparini, 1994) e un transetto nel Tirreno Meridionale, denominato "A", attraverso il canale tra la Sardegna e la Sicilia (st. 291 – 213) che costituisce un'area cruciale per gli scambi delle principali masse d'acqua tra il Mar Tirreno e il resto del Bacino Mediterraneo. Entrambe le zone, Tirreno Centrale e Meridionale, sono state analizzate tramite sezioni orizzontali di temperatura, salinità e densità eseguite a diverse profondità (Figg. 17, 18) e attraverso le sezioni verticali dei suddetti parametri eseguite tra 0 e 200 m (Figg. 19, 23).

### 3.1.3.1. Mar Tirreno Centrale - maggio 2004

La distribuzione orizzontale di temperatura, salinità e densità in superficie e a 50 m (Figg. 17a, b; 18a, b) mostra due zone con caratteristiche differenti: una più fredda (14.6 - 15.4 °C in superficie; 13.8 - 14.2 °C a 50 m) e più salata (38.3 – 38.4 ‰ in superficie; 38.4 – 38.6‰ a 50 m) situata a Nord, e l'altra con temperature decisamente più alte

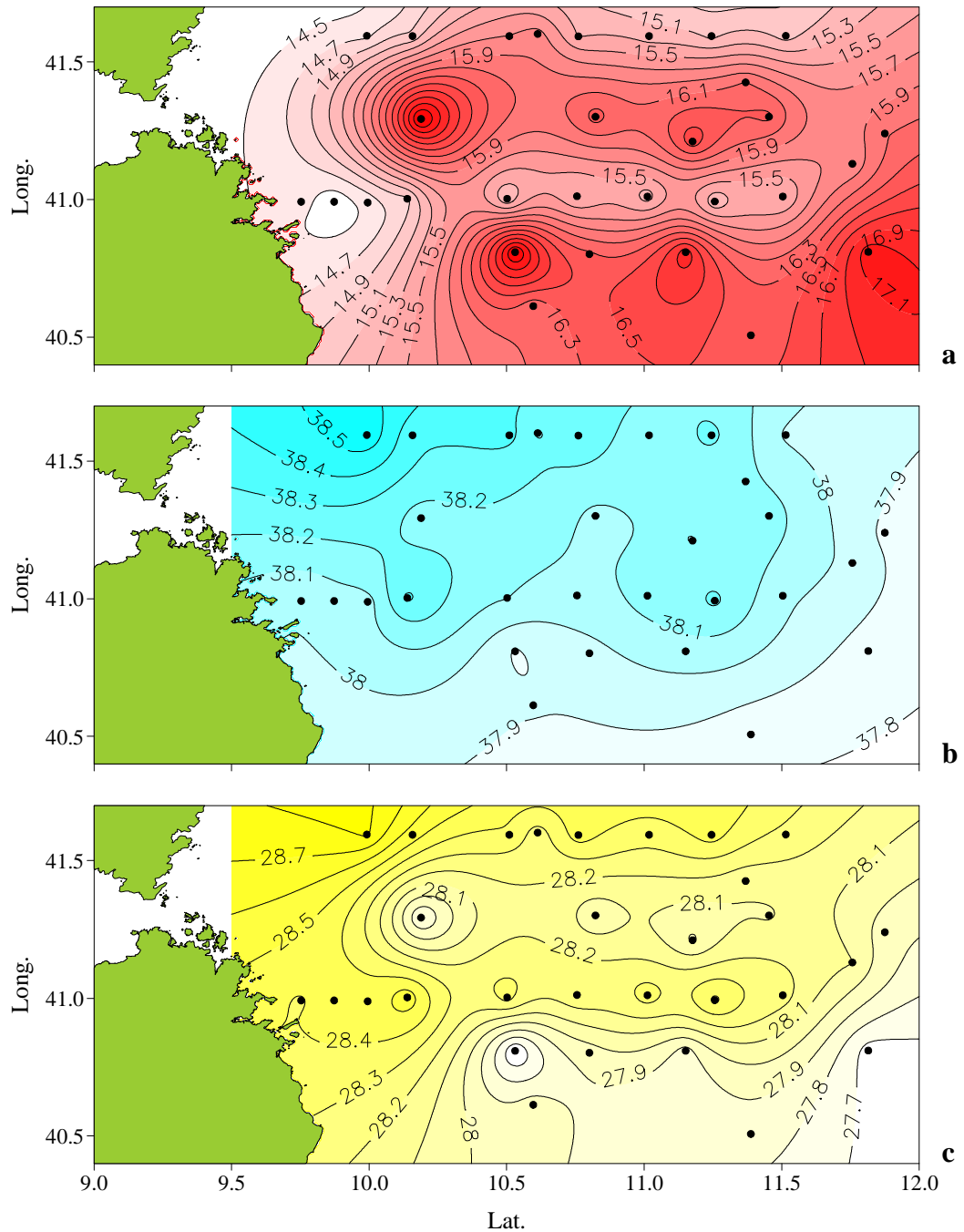


Fig. 17 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. Distribuzione superficiale di: a) temperatura, °C; b) salinità, ‰; c) densità, kg m<sup>-3</sup>.

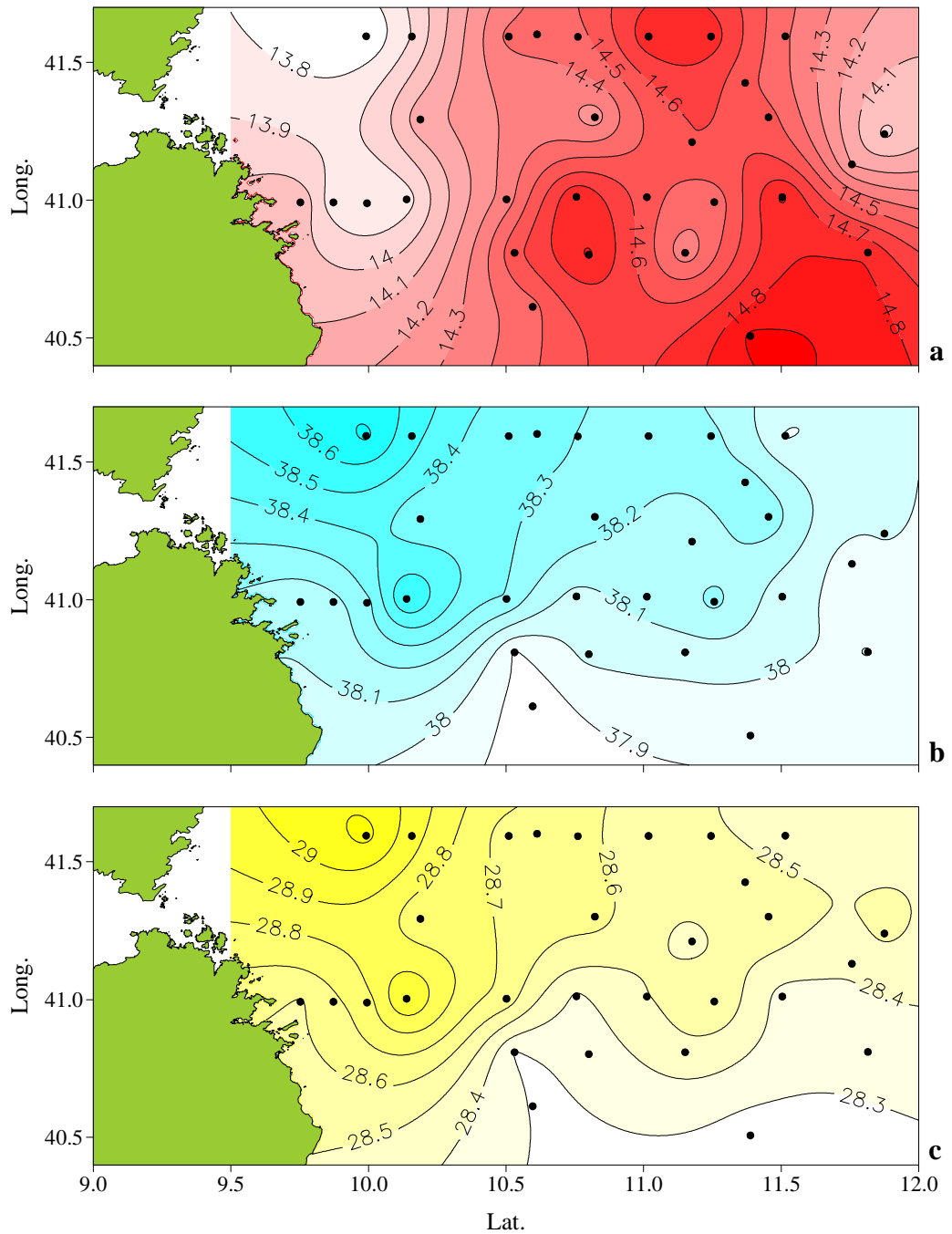


Fig. 18 - Mar Tirreno Centrale; maggio 2004. Distribuzione a 50m di: a) temperatura, °C; b) salinità, ‰; c) densità,  $\text{kg m}^{-3}$ .

(16.2 - 17 °C in superficie; 14.6 - 14.9 °C a 50 m) e salinità < 38 ‰ nella parte più meridionale. E' evidente il gradiente orizzontale della densità (Figg. 17c, 18c) tra le due zone (27.7 - 28.4  $\text{kg m}^{-3}$  nella fascia meridionale, 28.6 - 29  $\text{kg m}^{-3}$  a settentrione) che si mantiene lungo la colonna d'acqua, assumendo un andamento in direzione SW-NE. Questa fascia tra le due masse d'acqua costituisce un fronte che prevalentemente interessa il transetto EW alla latitudine

41°0' N (Fig. 4c). Lungo tale transetto (st. 14 – 22) sono state quindi analizzate le sezioni verticali dei diversi parametri (Fig. 19).

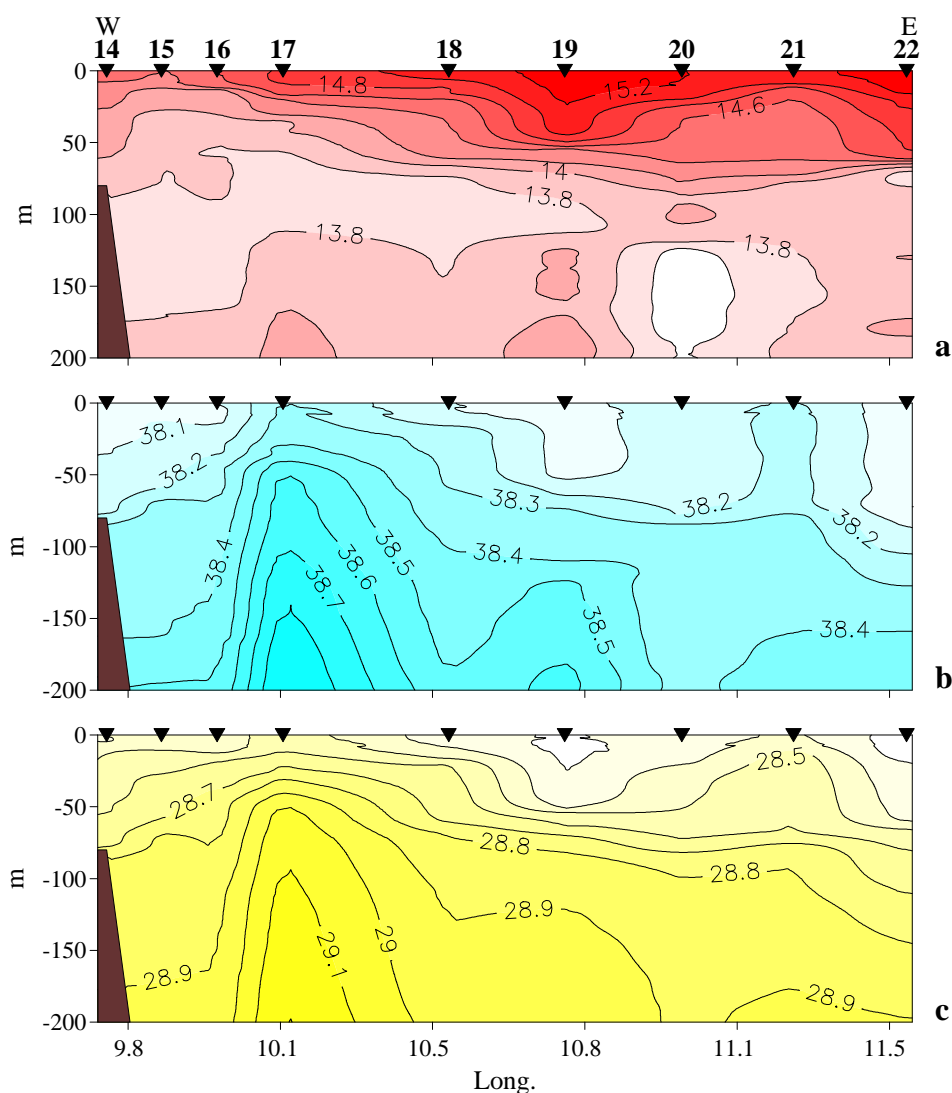


Fig. 19 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. Distribuzione verticale alla lat. 41°0'N di: a) temperatura, °C; b) salinità, ‰; c) densità,  $\text{kg m}^{-3}$ .

Si presentano due zone (st. 17, 21), in cui le isoaline e le isopiche si dispongono verticalmente (Fig. 19b, c) formando due U rovesciate consecutive molto evidenti, indicando due zone di risalita dagli strati intermedi e, tra queste, una zona di sprofondamento dell'acqua superficiale (st. 20). La risalita di acqua che si verifica alla st. 17 è piuttosto intensa ed interessa buona parte della colonna d'acqua da 200 m fino allo strato superficiale (38.2 – 38.3 ‰, 28.4 – 28.5  $\text{kg m}^{-3}$  in superficie) mentre quella presente alla st. 21 sembra avere intensità e dimensione minori. Questa differenza tra le due strutture si apprezza anche dai valori degli indici di stabilità  $\Delta D_{0-50 \text{ m}}$  e  $\Delta D_{50-200 \text{ m}}$  (Fig. 20) che, alla st. 17

raggiungono rispettivamente il massimo ed il minimo per il forte mescolamento al di sotto dei 50 m ed una spiccata stabilità negli strati superficiali, mentre alla st. 21 la variazione degli indici è più limitata.

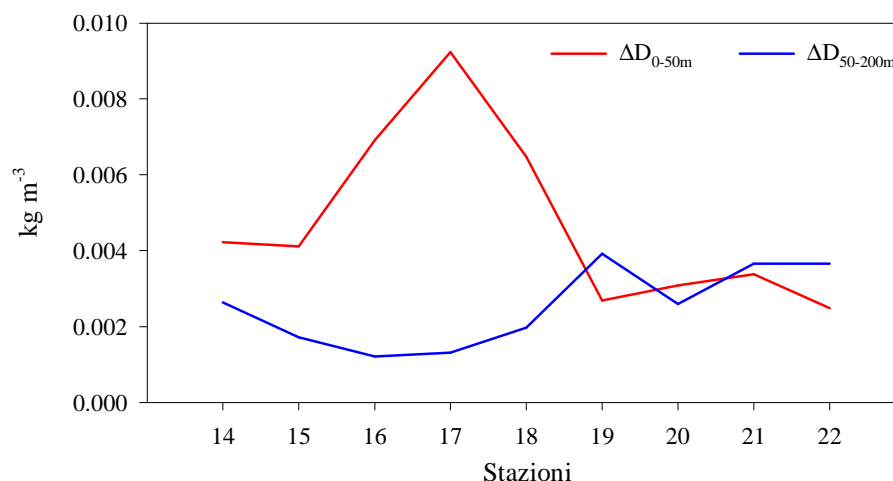


Fig. 20 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. Variazione degli indici di stabilità,  $\Delta D_{0-50m}$  e  $\Delta D_{50-200m}$ , lungo la sezione verticale alla lat. 41°0'N.

I primi 50 m, infatti, presentano un netto termocline (Fig. 19a) lungo tutto il transetto e in particolare tra le st. 17 e 22 mentre, tra 50 e 180 m, dalla parte più occidentale del transetto si insinua una lente d'acqua fredda (13.6 – 13.8 °C) che poi sembra sprofondare in corrispondenza della st. 20.

Le concentrazioni nutritive delle acque più superficiali (Fig. 21) sono basse lungo tutta la sezione (0.12 - 0.29  $\mu$ M DIN, alla soglia di rilevabilità DIP), tranne che nella zona più occidentale. Sono infatti evidenti gli apporti nutritivi da parte delle acque più profonde (st. 15, 17, 21) che aumentano le concentrazioni di DIN di un ordine di grandezza (Fig. 21a) e più modestamente quelle di DIP (Fig. 21b) che raggiunge 0.05 - 0.08  $\mu$ M (st. 15, 21 - 22).

Le concentrazioni di azoto ammoniacale ma soprattutto il rapporto tra questo ed il nitrato (Fig. 22a, b) presentano i valori massimi nella fascia superficiale tra 0 e 50 m lungo tutto il transetto, particolarmente nella zona più orientale.

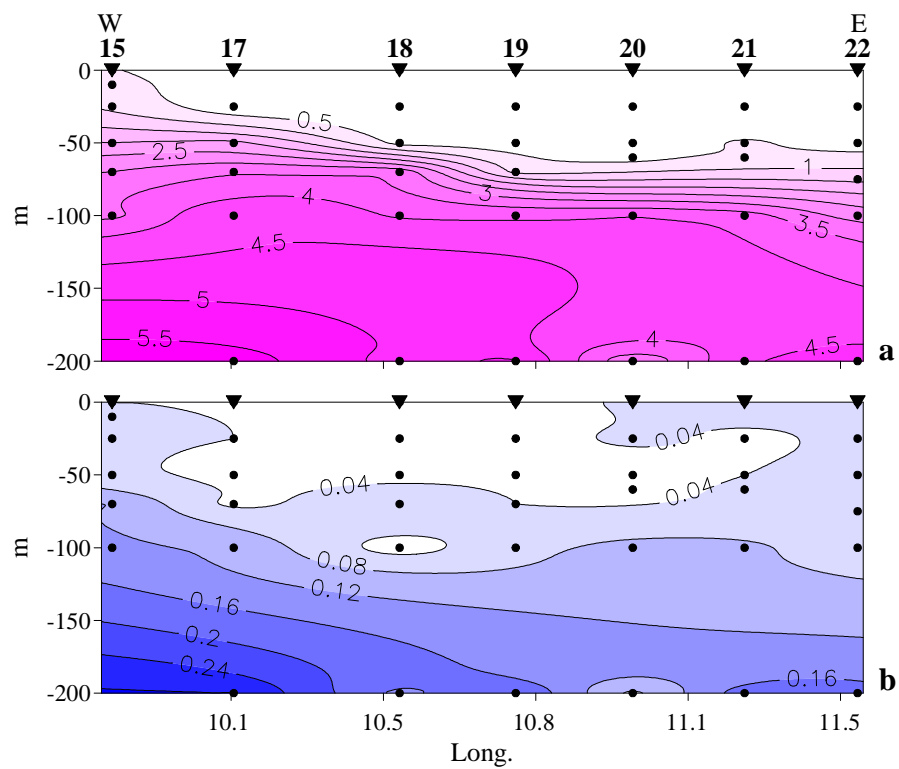


Fig. 21 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. Distribuzione verticale alla lat.  $41^{\circ}0'N$  delle concentrazioni ( $\mu\text{M}$ ) di: a) DIN; b) DIP.

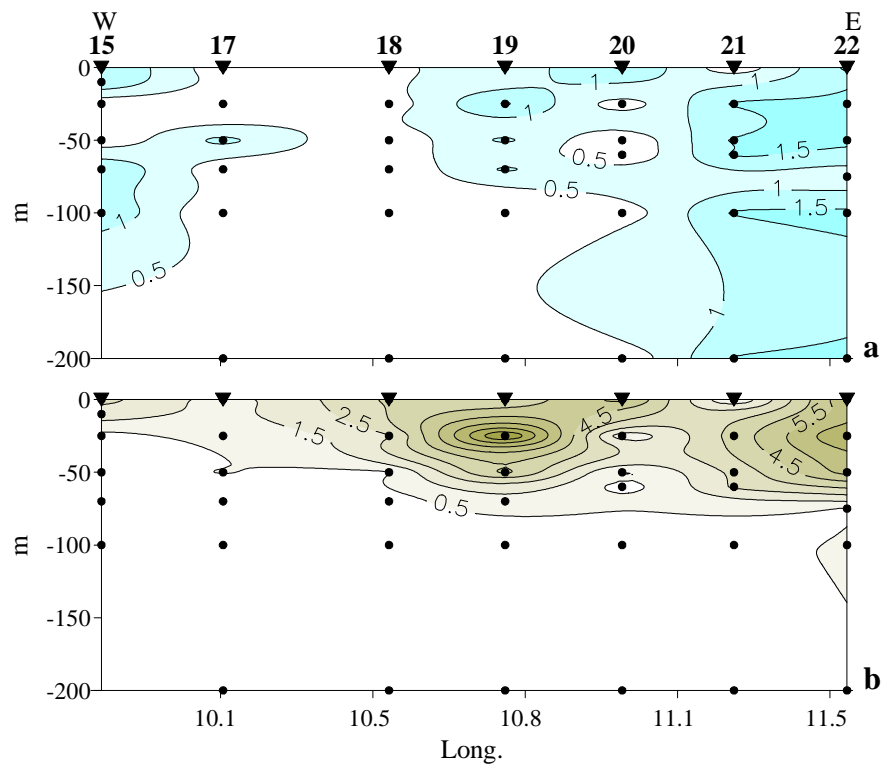


Fig. 22 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. Distribuzione verticale alla lat.  $41^{\circ}0'N$  di: a) concentrazione ( $\mu\text{M}$ ) dell'azoto ammoniacale; b) rapporto tra azoto ammoniacale e DIN.



### 3.1.3.2. Mar Tirreno Meridionale – maggio 2004

Lungo il transetto “A” (Fig. 4c) le temperature superficiali presentano un progressivo innalzamento (Fig. 23a) da Ovest ( $\approx 15^\circ\text{C}$ , st. 291) verso Est ( $>16^\circ\text{C}$ , st. 213) e un termoclino piuttosto netto, come testimoniano gli alti valori raggiunti da  $\Delta D_{50\text{m}}$  (Fig. 24), che contemporaneamente tende a diventare più profondo avvicinandosi alla costa siciliana dove l'isoterma dei  $14^\circ\text{C}$  scende intorno a 100 m (st. 217).

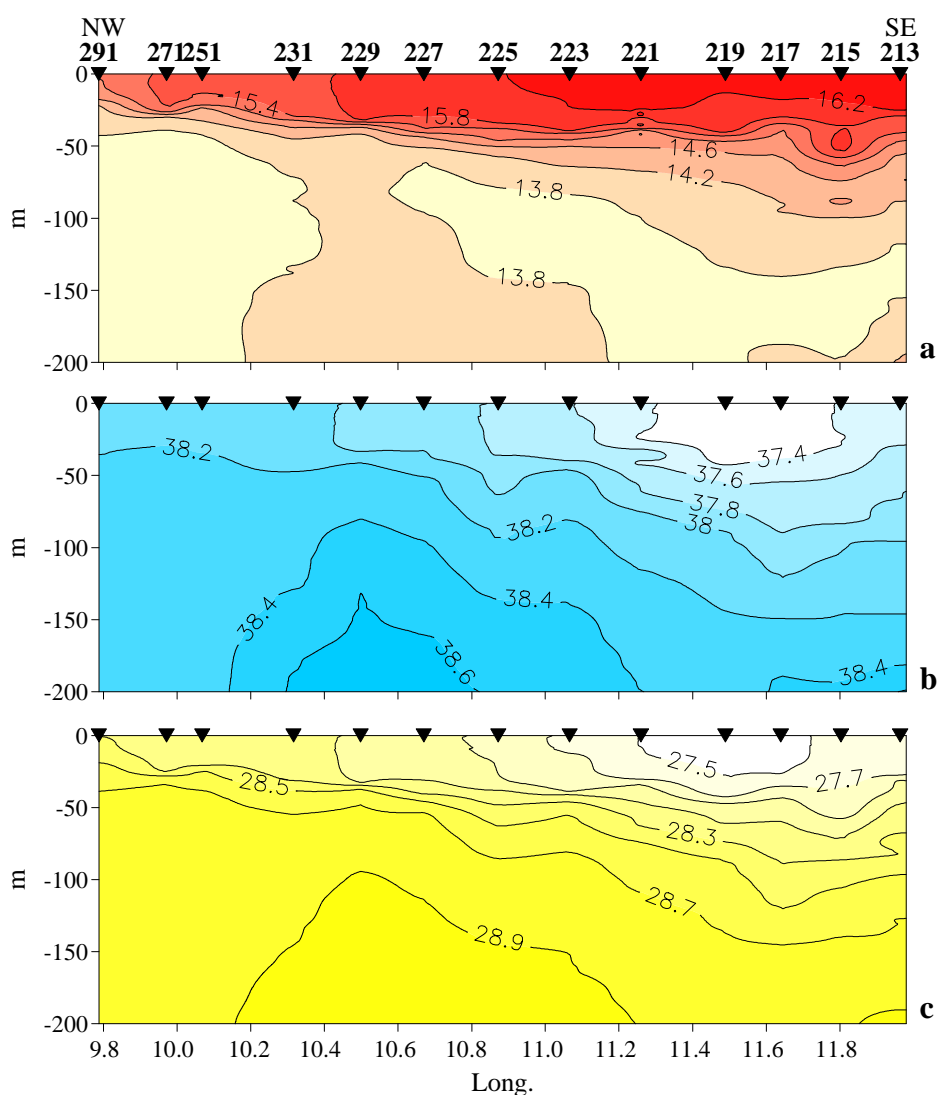


Fig. 23 - Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004. Distribuzione verticale lungo il transetto A di: a) temperatura,  $^\circ\text{C}$ ; b) salinità,  $\text{‰}$ ; c) densità,  $\text{kg m}^{-3}$ .

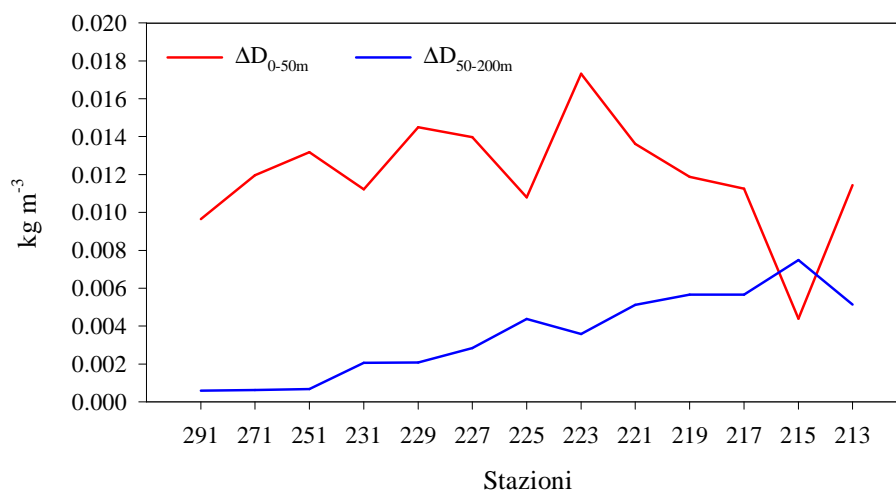


Fig. 24 - Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004. Variazione degli indici di stabilità,  $\Delta D_{0-50\text{ m}}$  e  $\Delta D_{50-200\text{ m}}$ , lungo il transetto A.

Intorno a 50 – 60 m è presente uno strato di acqua fredda (13.6 – 13.8 °C) piuttosto continuo che va sprofondando verso Est (st. 219, 215) ma che si interrompe alla st. 229 per la risalita di acqua più calda (14 °C) probabilmente derivante dal flusso delle LIW. Questa risalita è ancora più evidente dalle isoplete di salinità e densità (Fig. 23 b, c) che diventano quasi verticali (st. 229), individuando una struttura molto simile a quella descritta per il Tirreno Centrale con modificazioni che, anche in questo caso, non arrivano ad interessare gli strati superficiali ma si fermano a circa 50 m per la presenza del termocline e del pycnocline che ostacolano la risalita.

Anche in questo transetto le concentrazioni nutritive (Fig. 25 a, b) presentano un primo gradiente intorno a 50 m e gli aumenti più importanti riguardano la zona tra le st. 229 - 221 (Fig. 25a), dove si raggiungono concentrazioni intorno a 3  $\mu\text{M}$  di DIN. Il DIP invece, (Fig. 25 b) mostra le solite basse concentrazioni nella parte occidentale fino a circa 75 m e aumenta solo a Est, con un massimo intorno a 0.1  $\mu\text{M}$  (st. 221), sempre a 75 m. La mancanza di un aumento di DIP in corrispondenza dell'aumento di DIN può far pensare ad un più immediato e più rapido consumo dell'ortofosfato rispetto al DIN da parte del fitoplancton ma è evidente come la distribuzione delle concentrazioni dei due nutrienti tra 50 e 200 m presenti la stessa modalità di variazione.

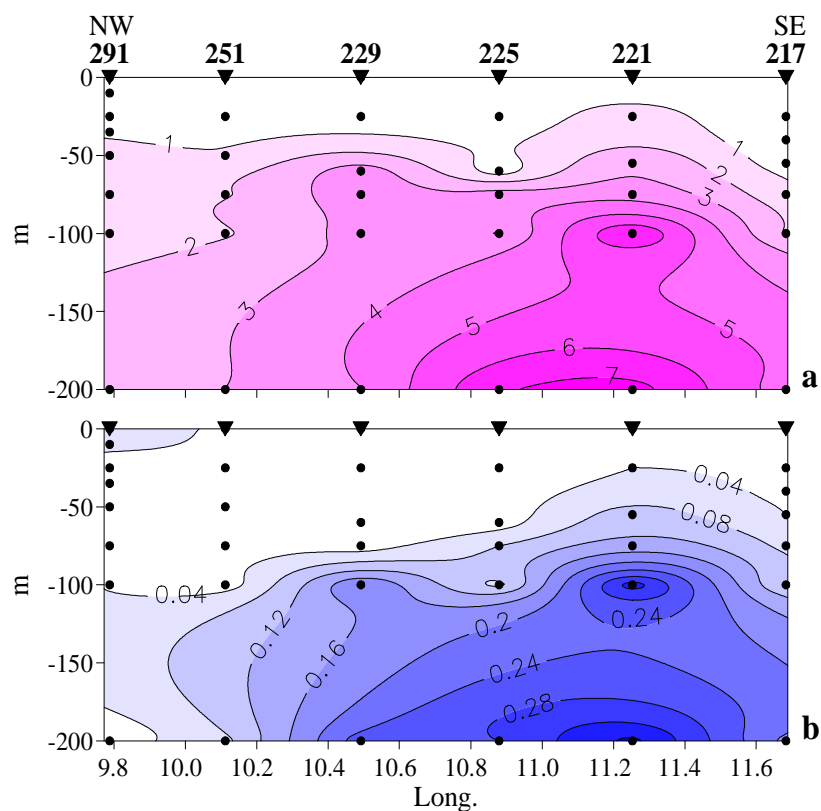


Fig. 25 - Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004. Distribuzione verticale lungo il transetto A delle concentrazioni ( $\mu\text{M}$ ) di: a) DIN; b) DIP.

Gli strati superficiali, anche se poveri in nitriti e nitrati risultano relativamente ricchi in azoto ammoniacale (Fig. 26 a, b), particolarmente nella zona più sud-orientale, dove il rapporto tra azoto ammoniacale e nitrati è particolarmente elevato (st. 221, 217).

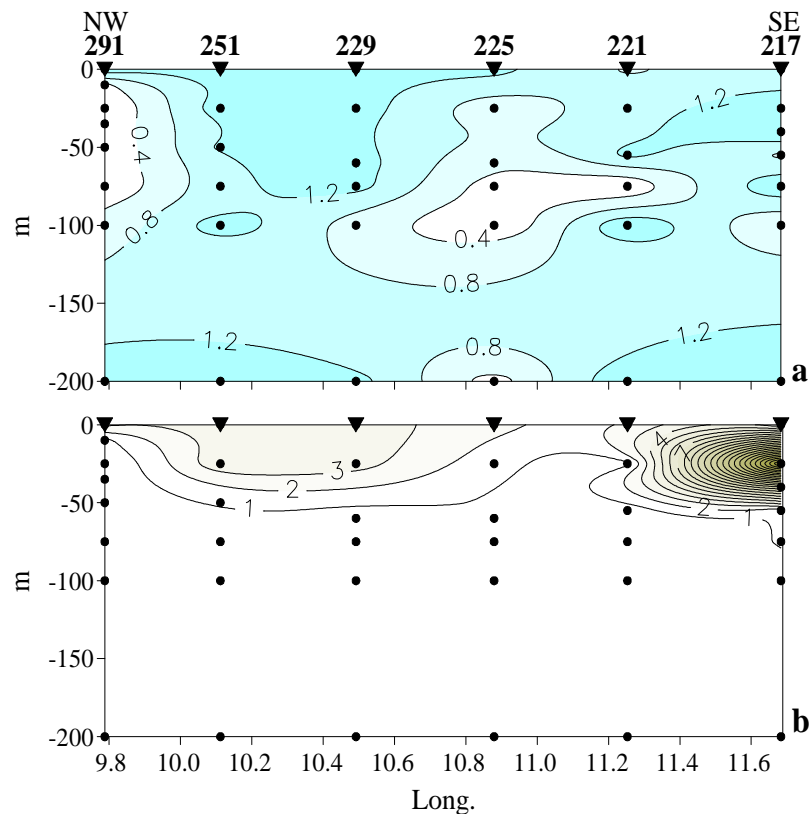


Fig. 26 - Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004. Distribuzione verticale lungo il transetto A di: a) concentrazioni ( $\mu\text{M}$ ) dell'azoto ammoniacale; b) rapporto tra azoto ammoniacale e DIN.

### 3.2. Biomassa fitoplanctonica

Lo studio della distribuzione della biomassa fitoplanctonica è stato effettuato tramite l'analisi degli indicatori costituiti dai clorofeopigmenti e dalla fluorescenza indotta corretta (Figg. 27-32).

#### 3.2.1. Mar di Sardegna - aprile 2001

Le concentrazioni superficiali di clorofeopigmenti (Fig. 27 a, b) sono generalmente molto basse in tutta l'area di studio: lungo tutto il transetto i valori sono sempre al di sotto di  $0.2 \text{ mg m}^{-3}$  e i massimi vengono raggiunti tra 50 e 75 m. Nelle aree esterne al vortice (st. 76, 115) i massimi sono intorno ai 50 m (Fig. 27a), al centro della struttura anticiclonica (st. 62 - 99), sprofondano a circa 70-80 m e, nelle zone marginali (st. 71-67; 103-111), appaiono sdoppiati con un secondo massimo, meno intenso e più superficiale.

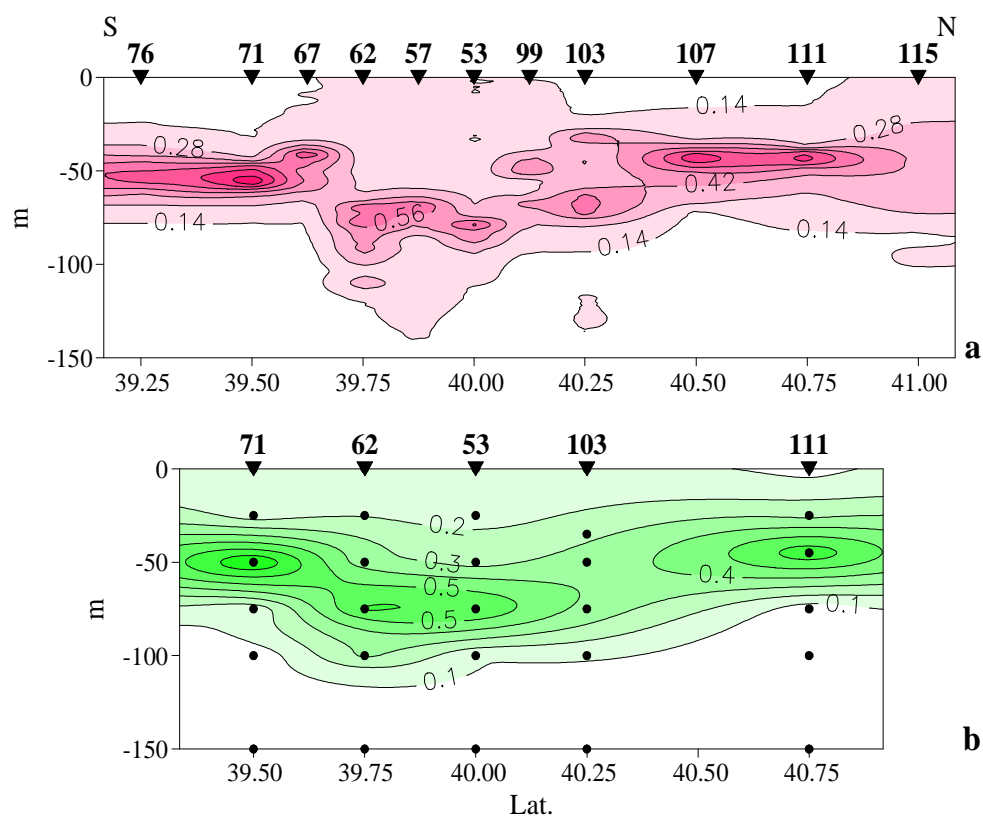


Fig. 27 - Mar di Sardegna, aprile 2001. Distribuzione verticale alla long. 7°5'E delle concentrazioni ( $\text{mg m}^{-3}$ ) di: a) fluorescenza corretta; b) clorofeopigmenti.

Le concentrazioni più elevate si trovano in corrispondenza dei margini del vortice, 0.7 e 0.8  $\text{mg m}^{-3}$  (st. 111, 71), mentre i massimi della parte centrale della struttura sono generalmente inferiori, 0.5 - 0.6  $\text{mg m}^{-3}$ . Proprio in questa zona centrale, dalla distribuzione della fluorescenza corretta (Fig. 27a), si nota che per effetto dello sprofondamento delle acque superficiali, l'isopleta di 0.14  $\text{mg m}^{-3}$  racchiude uno strato di 150 m di spessore mentre ai margini lo strato interessato è molto più sottile, circa 50 m.

La distribuzione orizzontale dell'integrale tra 0 e 100 m degli indicatori di biomassa fitoplanctonica (Fig. 28a, b) evidenzia quindi una fascia di maggiori concentrazioni ( $\approx 40 \text{ mg m}^{-2}$ ) collocata intorno ad un nucleo centrale più povero, assimilabile alla struttura ad anello che circonda il centro dell'anticiclone evidenziata dai parametri fisici (Figg. 5, 6).

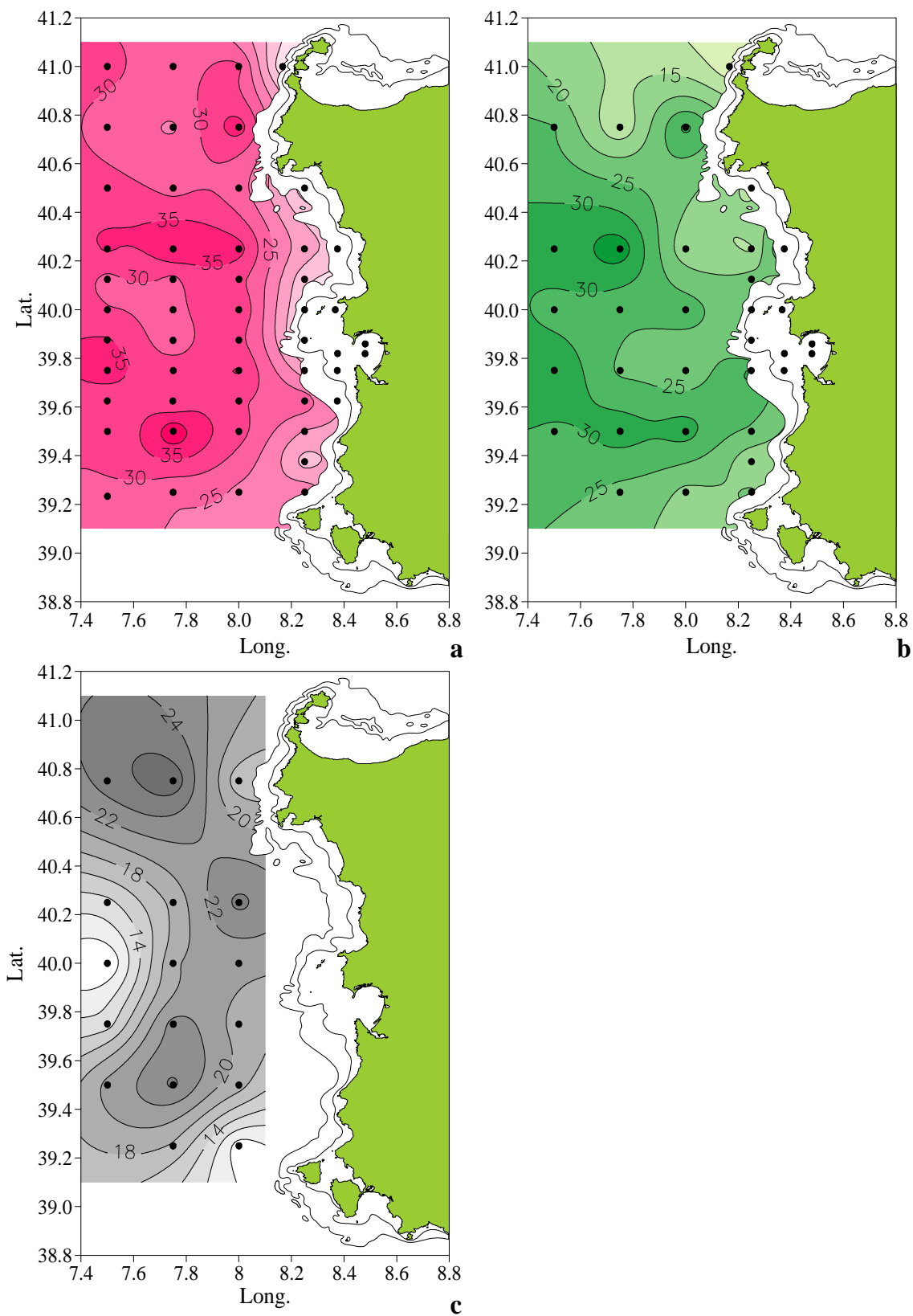


Fig. 28 - Mar di Sardegna, aprile 2001. Distribuzione dell'integrale tra 0 e 100 m ( $\text{mg m}^{-2}$ ) di: a) fluorescenza corretta; b) clorofeopigmenti; c) densità cellulare ( $\times 10^6 \text{ cell m}^{-2}$ ).

### 3.2.2. Mar di Sardegna - maggio 2002

Lo strato superficiale, spiccatamente oligotrofico, lungo la sezione del vortice (long. 7°5'E) presenta concentrazioni molto basse, 0.05-0.09 mg m<sup>-3</sup> (Fig. 29a, b) e in generale, nei primi 25 m, sempre inferiori a 0.1 mg m<sup>-3</sup>.

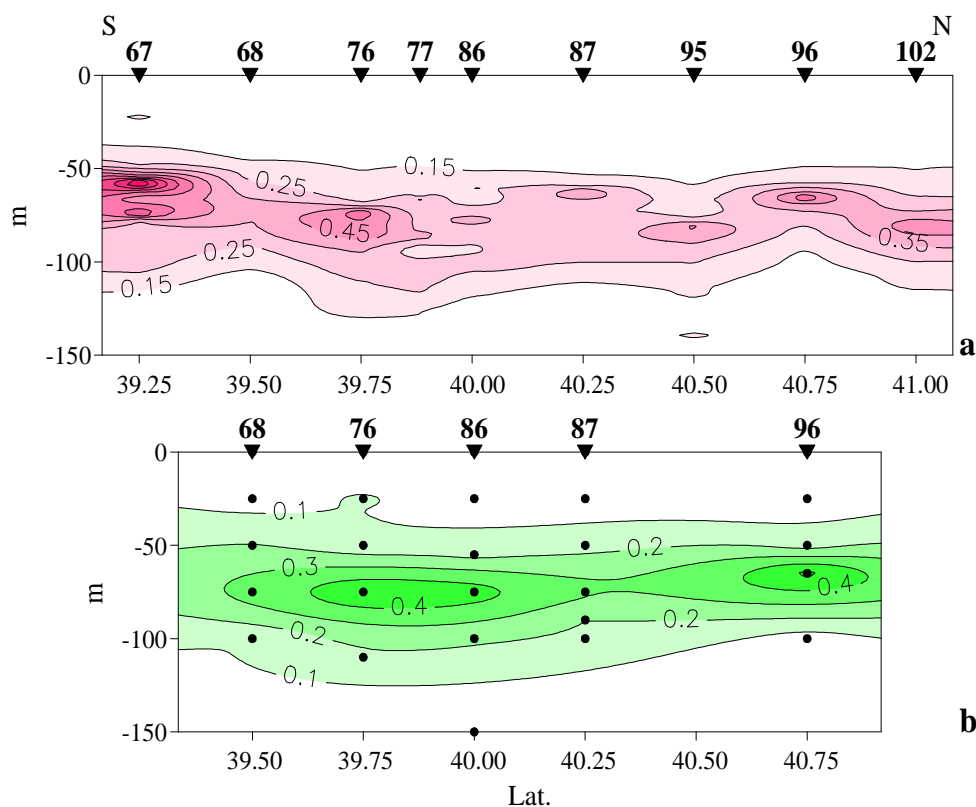


Fig. 29 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Distribuzione verticale alla long. 7°5'E delle concentrazioni (mg m<sup>-3</sup>) di: a) fluorescenza corretta; b) clorofeopigmenti.

In profondità, si distingue nettamente la struttura del massimo profondo di clorofeopigmenti (DCM) che si posiziona tra 60 e 80 m con concentrazioni comprese tra 0.3 e 0.5 mg m<sup>-3</sup>. Nella parte centrale del vortice (st. 77 - 95), le concentrazioni dei massimi (Fig. 29a, b) tendono a diminuire, 0.3 - 0.4 mg m<sup>-3</sup> mentre, in corrispondenza delle stazioni marginali, si registrano i valori più alti con 0.49 e 0.53 mg m<sup>-3</sup> (st. 76, 96).

In prossimità dei margini e nelle stazioni esterne alla struttura (Fig. 29a), il DCM si colloca intorno a 50 m mentre nel centro sprofonda fino a 80m con l'isopleta di 0.15 mg m<sup>-3</sup> che arriva fino a circa 110 m. Dalla sezione (Fig. 29) si osserva anche che alla stazione 67 il massimo di clorofeopigmenti si trova a 50 m

ed è accompagnato da un secondo massimo più profondo (75 m) di minor

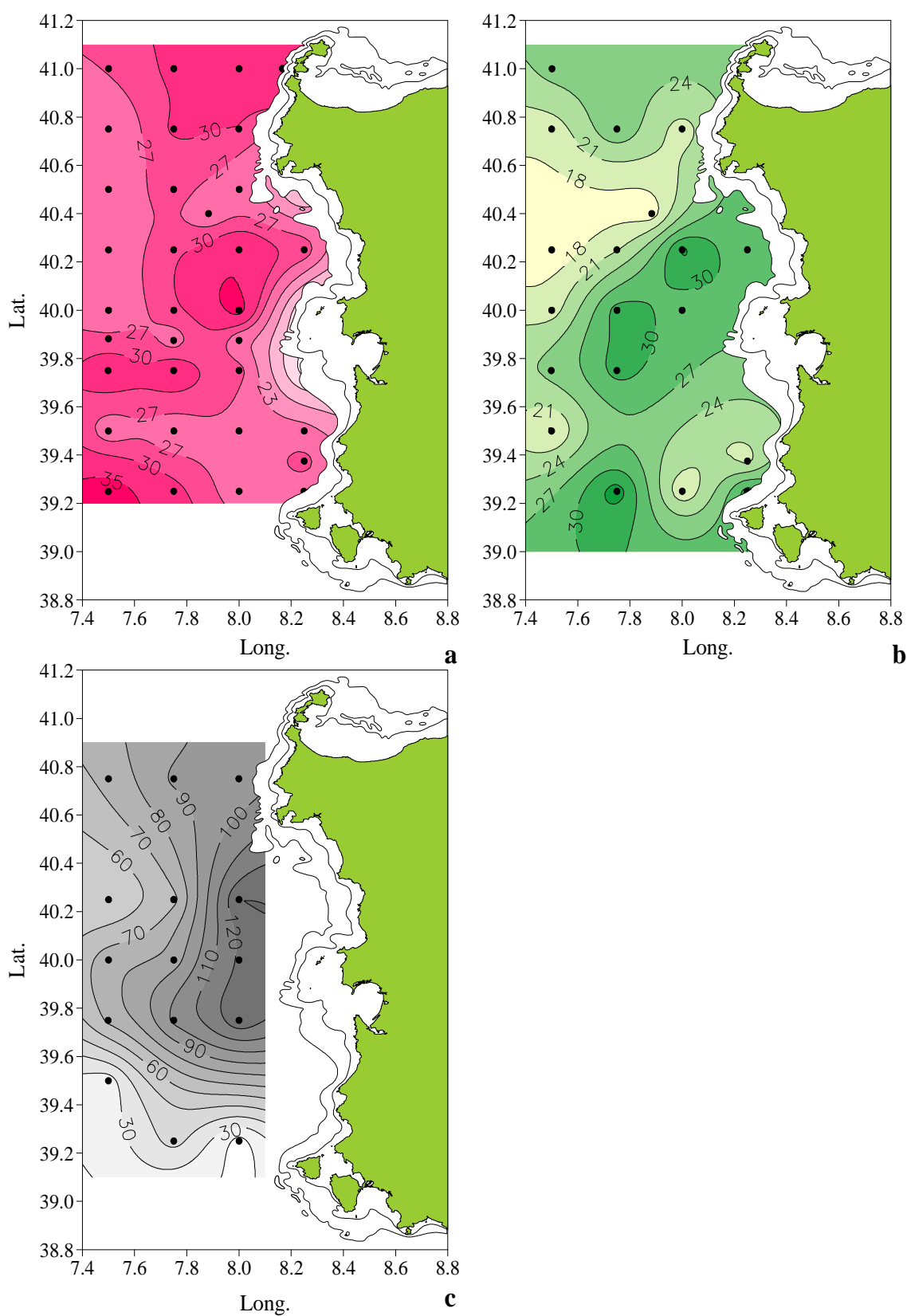


Fig. 30 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Distribuzione dell'integrale tra 0 e 100 m ( $\text{mg m}^{-2}$ ) di: a) fluorescenza corretta; b) clorofeopigmenti; c) densità cellulare ( $\times 10^6 \text{ cell m}^{-2}$ ).



intensità. La maggior quantità di biomassa fitoplanctonica che si misura alle stazioni esterne del transetto, coincide con il margine dell'anticiclone che circonda l'area centrale più oligotrofica, come visibile dall'analisi della distribuzione delle concentrazioni integrate (0 – 100 m) della fluorescenza corretta e dei clorofeopigmenti (Fig. 30a, b).

### 3.2.3. Mar Tirreno Centrale - maggio 2004

La distribuzione verticale di fluorescenza e clorofeopigmenti lungo il transetto (Fig. 31a, b) situato nel Tirreno Centrale (lat. 41°0' N) è caratterizzata dalla presenza di un massimo profondo che si colloca a 50 m nella parte occidentale (st. 15-18) e a circa 70-75 m nella zona più orientale (st. 19, 22).

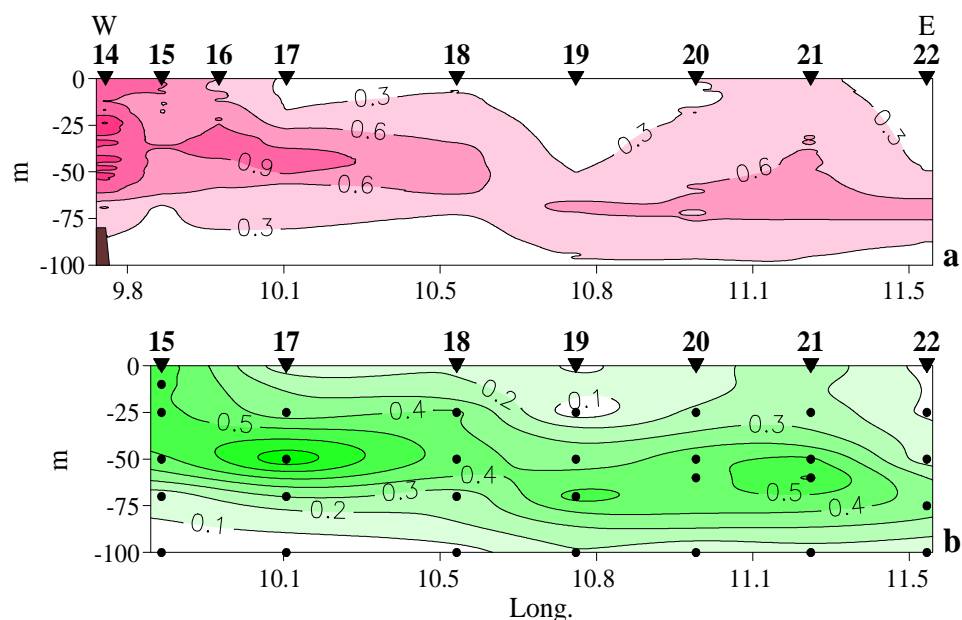


Fig. 31 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. Distribuzione verticale alla lat. 41°0'N delle concentrazioni ( $\text{mg m}^{-3}$ ) di: a) fluorescenza corretta; b) clorofeopigmenti.

Questa struttura si estende fino alla superficie in prossimità delle zone di risalita, particolarmente addossato verso l'estremo occidentale (st. 14-17), in cui si rileva il massimo assoluto di fluorescenza in prossimità della scarpata continentale sarda, dove il fondale si innalza rapidamente a circa 80 m, e alla st. 21.

I massimi di clorofeopigmenti (Fig. 31b) arrivano a  $0.5\text{--}0.6 \text{ mg m}^{-3}$  a 75 m e diventano più superficiali nelle zone di risalita con concentrazioni fino a  $0.8 \text{ mg m}^{-3}$ . In queste zone, si osservano concentrazioni superficiali insolitamente alte con  $0.2\text{--}0.5 \text{ mg m}^{-3}$ .

### 3.2.4. Mar Tirreno Meridionale - maggio 2004

Anche in questo caso lo strato superficiale risulta piuttosto povero (Fig. 32a, b) mentre i valori massimi sono in profondità intorno a 60 m (st. 229 - 223), sprofondano fino a 100 – 120 m (st. 215) in corrispondenza dello sprofondamento delle isopie (Fig. 23c) e risalgono poi intorno a 25 – 30 m in prossimità della costa sarda (st. 291) e di quella siciliana (st. 217). Le concentrazioni di clorofeopigmenti (Fig. 32 b) sono piuttosto elevate,  $>0.5 \text{ mg m}^{-3}$  nei massimi sub-superficiali e fino a  $1.5 - 2.2 \text{ mg m}^{-3}$  in corrispondenza della risalita di acqua intermedia (st. 229 - 223).

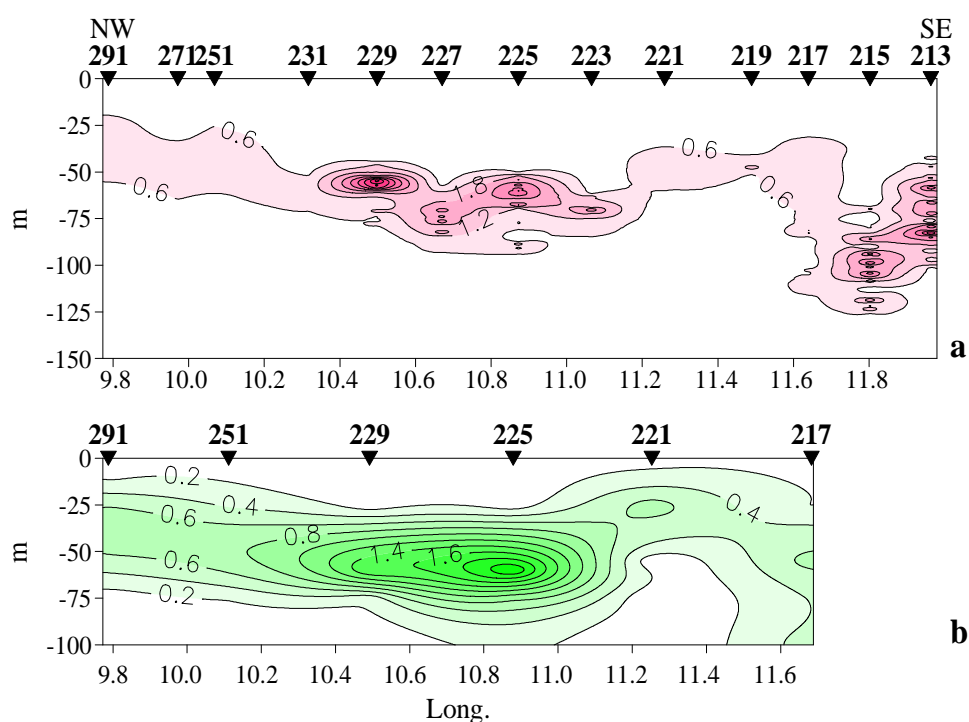


Fig. 32 - Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004. Distribuzione verticale lungo il transetto A delle concentrazioni ( $\text{mg m}^{-3}$ ) di: a) fluorescenza; b) clorofeopigmenti.

### 3.3. Densità cellulari e composizione delle comunità fitoplanctoniche

Dalle osservazioni microscopiche effettuate su ogni campione, sono state valutate le densità cellulari specifiche, delle diverse classi o gruppi di appartenenza, le densità totali, la diversità specifica, rappresentate, poi, tramite le mappe di distribuzione verticale e orizzontale lungo tutti i transetti.

L'analisi tassonomica ha fatto identificare organismi nano- e microplanctonici appartenenti a: diatomee, dinoflagellati, coccolitoforidee,

*Cryptophyceae*, probabilmente appartenenti alla famiglia delle *Cryptomonadaceae*. Sono stati inoltre individuati ed enumerati alcuni organismi prevalentemente <10 µm, flagellati, sia colorati che senza evidente colorazione pigmentaria, che sono stati raggruppati nella categoria dei “flagellati nanoplanctonici”. In base a questa suddivisione sono state analizzate le distribuzioni delle diverse classi nelle diverse aree di studio, valutandone le caratteristiche ed i rapporti relativi sia tra classi che tra specie (Figg. 33 – 39).

### **3.3.1. Distribuzione delle densità fitoplanctoniche totali**

#### **3.3.1.1. Mar di Sardegna - aprile 2001**

La distribuzione della densità fitoplanctonica totale lungo la sezione (long. 7°5' E) del vortice (Fig. 33a) mostra minimi, fino a 11000 cell L<sup>-1</sup> in superficie e nell'area centrale (st. 53) lungo tutta la colonna d'acqua, ed un progressivo aumento verso le stazioni marginali dove si raggiungono 33000 - 37000 cell L<sup>-1</sup> tra 0 e 50 m. La distribuzione orizzontale dell'integrale della densità fitoplanctonica totale tra 0 e 100 m (Fig. 28c) mostra, quindi, corrispondenza tra la fascia dei massimi, che si collocano intorno ad una zona di minimo che coincide con il centro della struttura anticiclonica, e i margini dell'anticiclone, con distribuzione simile a quella dell'integrale degli indicatori di biomassa (Fig. 28a, b).

#### **3.3.1.2. Mar di Sardegna - maggio 2002**

Anche nel maggio 2002, lungo la sezione del vortice (Fig. 34a) le densità cellulari sono più scarse nello strato superficiale, fino a 25000 cell L<sup>-1</sup> tra 0 e 50 m, rispetto a quelle dello strato sottostante, dove si hanno i valori più elevati intorno ai 75 m. Particolarmente ai margini della struttura si hanno le massime densità nelle acque subsuperficiali, fino a 35000 - 39000 cell L<sup>-1</sup>. Nella parte centrale del transetto, che individua la zona centrale dell'anticiclone, le densità rimangono comunque minori lungo tutta la colonna d'acqua.

Visibilissima è la variazione che si presenta nella distribuzione orizzontale delle densità integrate tra 0 e 100 m (Fig. 30c) con la fascia più ricca che circonda un'area centrale povera, come rilevato con gli indicatori di biomassa (Fig. 30a, b).

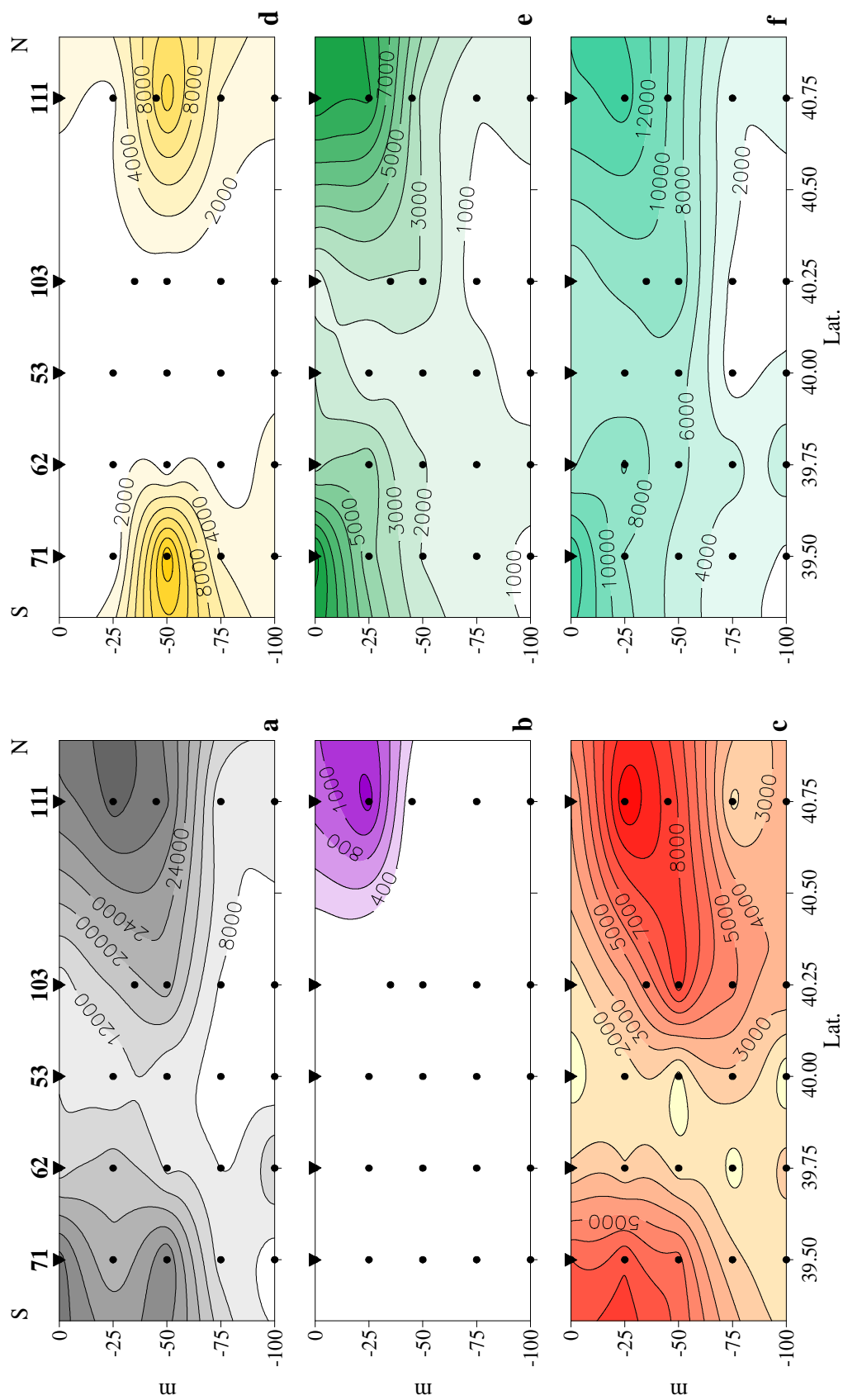


Fig. 33 - Mar di Sardegna, aprile 2001. Distribuzione verticale alla long. 7° 5'E delle densità fitoplanctoniche (cell L<sup>-1</sup>): a) totale; b) diatomee; c) dinoflagellati; d) coccolitoforidee; e) *Cryptomonadaceae*; f) flagellati nanoplanctonici.

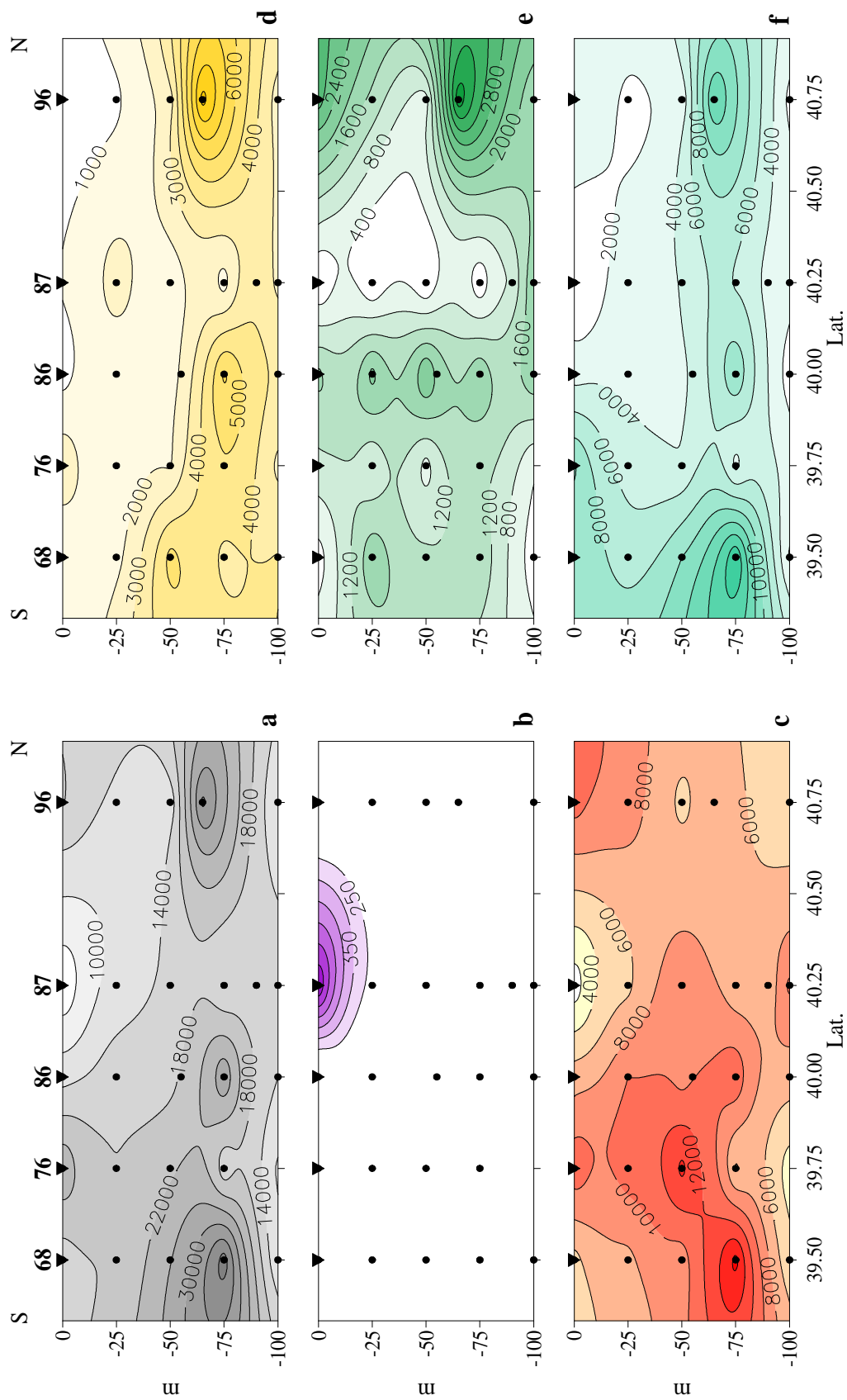


Fig. 34 - Mar di Sardegna, maggio 2002. Distribuzione verticale della densità fitoplanctonica (cell L<sup>-1</sup>): a) totale; b) diatomee; c) coccolitoforidee; d) *Cryptomonadaceae*; e) flagellati; f) nanoplanktonici.

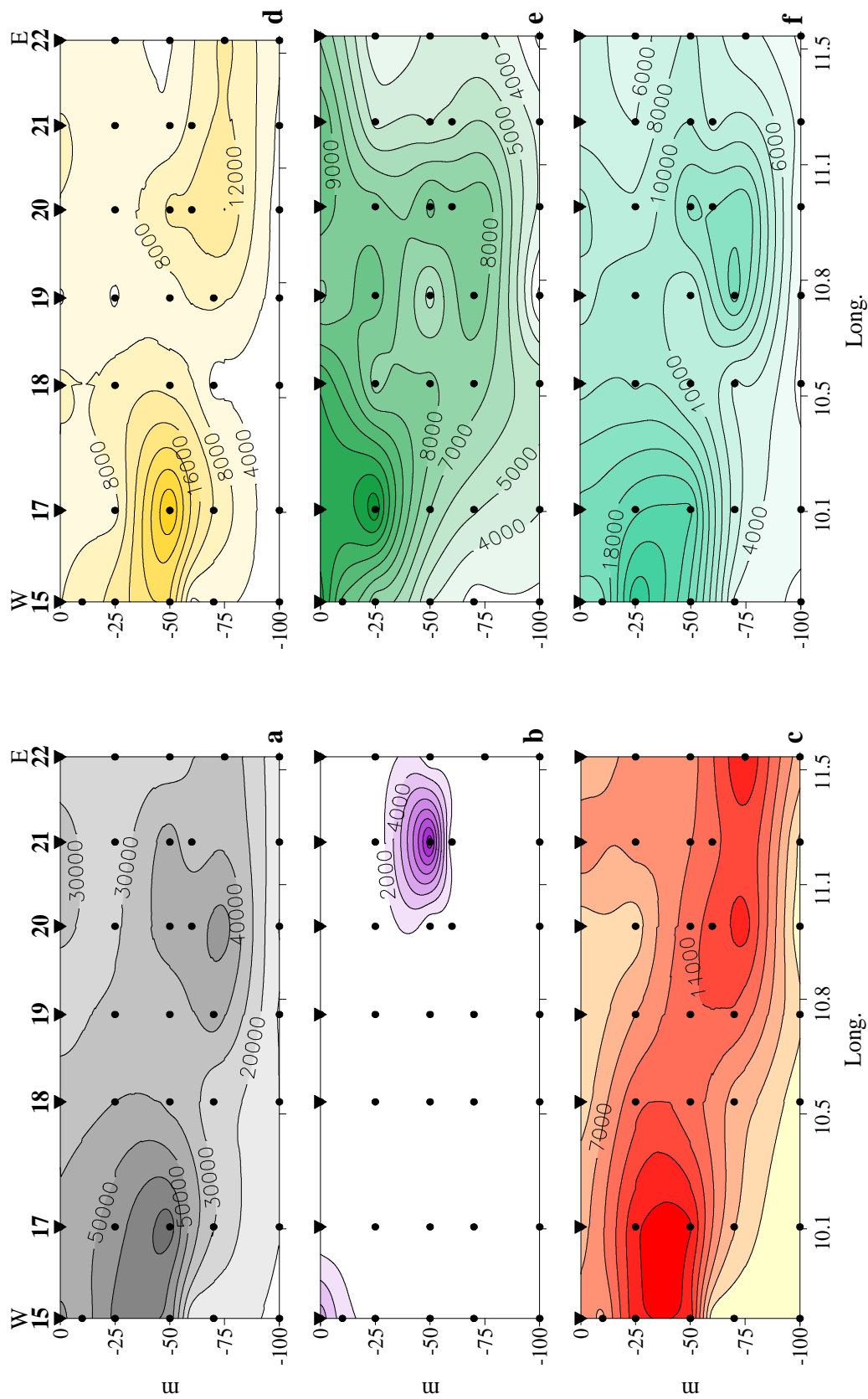


Fig. 35 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. Distribuzione verticale alla long. 7°5'E delle densità fitoplanctoniche (cell L<sup>-1</sup>): a) totale; b) diatomee; c) dinoflagellati; d) coccolitoforidee; e) *Cryptomonadaceae*; f) flagellati nanoplanctonici.

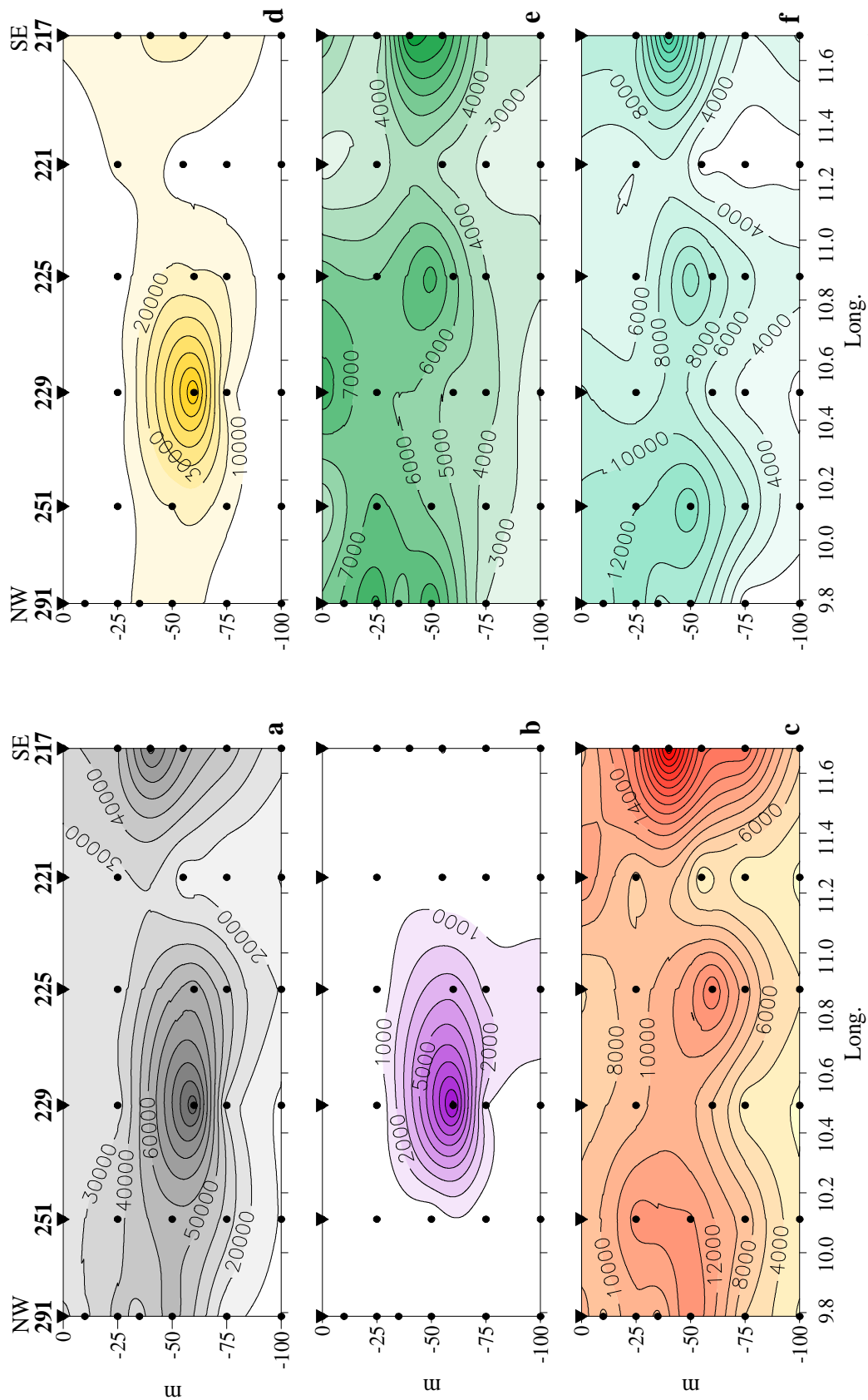


Fig. 36 - Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004. Distribuzione verticale alla long. 7° 5'E delle densità fitoplanctoniche ( $\text{cell L}^{-1}$ ): a) totale; b) diatomee; c) cocolitoforidee; d) *Cryptomonadaceae*; e) dinoflagellati; f) flagellati nanoplanctonici.

### **3.3.1.3. Mar Tirreno Centrale - maggio 2004**

Nel Tirreno Centrale (lat. 41°0' N), si hanno generalmente densità maggiori e il massimo della densità fitoplanctonica totale (Fig 35a) è più superficiale e più abbondante (fino a 75000 cell L<sup>-1</sup>) di quelli descritti precedentemente ed è addossato all'estremità occidentale. Verso il largo le maggiori densità sono invece ancora tra 50 e 75 m, distribuzione molto simile a quella osservata e descritta per i clorofeopigmenti (Fig. 31 b).

### **3.3.1.4. Mar Tirreno Meridionale - maggio 2004**

Tra la Sardegna e la Sicilia (Fig. 36 a) le densità fitoplanctoniche totali sono ancora maggiori, anche rispetto al Mare di Sardegna, considerando una certa corrispondenza dal punto di vista stagionale. Le densità più alte, che sono i massimi assoluti raggiunti tra tutte le aree, sono tra i 25 e i 60 m sia al centro della sezione, in corrispondenza delle maggiori concentrazioni di clorofeopigmenti (Fig. 32), che nella zona più sud-orientale, fino a 117000 cell L<sup>-1</sup>.

### **3.3.2. Composizione delle comunità fitoplanctoniche**

Le diatomee (Figg. 33b, 34b, 35b, 36b) non hanno una presenza continua ma addensamenti a chiazze in tutte le zone indagate. Questi sono superficiali e di scarsa entità nel Mare di Sardegna (Figg. 33b, 34b), prevalentemente costituiti da *Cylindrotheca closterium*, più profondi e più consistenti nel Mar Tirreno.

Nel Tirreno Centrale (Fig. 35b) raggiungono il 38 % (17000 cell L<sup>-1</sup>) della densità totale nella parte più orientale (st. 21) per il contributo di *Proboscia alata* e *Cylindrotheca closterium*. Verso la zona costiera della Sardegna si nota una presenza di un altro tipo di popolamento, questa volta superficiale, più scarso ma più diversificato, con *Chaetoceros compressus*, *Chaetoceros affinis*, *Leptocylindrus mediterraneus*, *Lioloma pacificum*, *Pleurosigma* sp., *Thalassionema nitzschioides*. Anche lungo il transetto A (Fig. 36b) l'unica presenza di diatomee, fino a ≈10000 cell L<sup>-1</sup> si trova in acque sub-superficiali.

I dinoflagellati (Figg. 33c, 34c, 35c, 36c) sono costantemente presenti con una variazione di densità di un ordine di grandezza.



Lungo i transetti nel Mare di Sardegna l'andamento delle loro abbondanze appare determinare in gran parte quello delle densità totali, seppure non come gruppo dominante: rappresentano il 38 % ed il 28 % del popolamento totale ai due margini settentrionale e meridionale nell'aprile 2001, prevalentemente a Sud in maggio (Figg. 33c, 34c), sono invece scarse nella zona centrale. Le maggiori abbondanze, che non superano 15000 cell L<sup>-1</sup>, sono dovute a piccoli tecati fotosintetici, *Heterocapsa rotundata*, *H. minima* e a diverse forme di *Gymnodiniaceae*, atecate e generalmente incolori, più altre specie più diffusamente presenti (*Mesoporos perforatus*, *Oxytoxum variabile*, *O. viride* *Pronoctiluca spinifera*, *Prorocentrum balticum*, *P. gracile*, *Ceratium furca*).

Nel Mar Tirreno Centrale (Fig. 35c) presentano generalmente le stesse densità, rappresentando in media il 23% del popolamento e presentano un andamento molto simile a quello della densità totale: le densità massime (15000 cell L<sup>-1</sup>) si osservano a 50 m verso Sud e a 75 m verso Nord. Nel transetto meridionale (Fig. 36c) si hanno le maggiori abbondanze, 35000 cell L<sup>-1</sup> intorno a 40 m all'estremo sud-orientale.

E' da rilevare che sostanzialmente il popolamento è composto dalle stesse specie e dagli stessi gruppi di tecati e atecati sopra citati e che sono i piccoli tecati fotosintetici che prevalentemente determinano gli aumenti di densità.

Le coccolitoforidee (33d, 34d, 35d, 36d) hanno un andamento piuttosto discontinuo con addensamenti caratteristici corrispondenti agli aumenti di densità totali nello strato intorno ai 50 m nelle diverse aree e assenza generale nello strato superficiale sempre, comunque, con densità che non arrivano a 20000 cell L<sup>-1</sup>, tranne che nel Tirreno Meridionale (Fig. 36d).

Nelle zone ai margini dei transetti nel Mar di Sardegna (Figg. 33d, 34d) rappresentano tra il 40 ed il 56 % degli organismi presenti, mentre al centro dell'area sono praticamente assenti. Nel Tirreno Centrale (Fig. 35d) aumentano le abbondanze, fino a 32000 cell L<sup>-1</sup> in prossimità del margine occidentale e nel transetto meridionale (Fig. 36d) arrivano a  $\approx$  90000 cell L<sup>-1</sup>, costituendo il 77 % del totale (st. 229).

I massimi sono sempre determinati da *Emiliania huxleyi*, che rappresenta almeno il 70 % delle altre coccolitoforidee. Si ha un'altra decina di specie che si

presentano con abbondanze relativamente maggiori (*Helicosphaera carteri*, *Algirosphaera robusta*) o minori (*Calcidiscus leptoporus*, *Acanthoica aculeata*, *Rhabdosphaera claviger*, *Periphyllophora mirabilis*).

Le *Cryptomonadaceae* (Fig. 33e, 34e, 35e, 36e), rappresentate sostanzialmente da 3 forme, sono distribuite prevalentemente nelle aree marginali dei transetti nel Mare di Sardegna, rappresentando fino al 31 % del popolamento totale, con massimi generalmente più superficiali, e sono molto più scarse nell'area centrale (Figg. 33e, 34e). Anche nel Tirreno (Figg. 35e, 36e) si riscontra la tendenza ad avere maggiori abbondanze superficiali, soprattutto all'estremità occidentale alla lat 41°0' N, ma la distribuzione appare comunque più variabile rispetto a quella degli altri gruppi.

Non sono state determinate le specie che compongono il popolamento di *Cryptomonadaceae*, ma un paio di forme prevalenti sembrerebbero appartenere al genere *Plagioselmis* (morfologia che richiama *Plagioselmis* cf. *prolonga*) ed una forma di maggiori dimensioni appare assimilabile al genere *Teleaulax*.

Anche i flagellati nanoplanctonici, gruppo eterogeneo di forme al limite della risoluzione, presentano una distribuzione meno caratterizzata individualmente ma sempre come componente del popolamento totale.

Nel Mare di Sardegna (Figg. 33f, 34f) sono piuttosto abbondanti lungo tutta la sezione del transetto nell'aprile 2001, in particolare nello strato superficiale, con presenze che in percentuale oscillano tra il 44 % ed il 65 % del totale (Fig. 33 f), e hanno minimi al centro, mentre in maggio si evidenziano in profondità (Fig. 34 f).

Nel Mar Tirreno (Figg 35f, 36f) sono più abbondanti e presenti in corrispondenza dei massimi totali. Raggiungono in questi casi le massime densità riscontrate, fino a 25000 cell L<sup>-1</sup> (lat. 41°0' N).

### **3.3.3. Diversità delle comunità fitoplanctoniche**

La rappresentazione della diversità delle comunità fitoplanctoniche conferma e sintetizza i diversi contributi che danno i diversi gruppi a seconda della distribuzione degli individui tra loro. Nel nostro caso la diversità si presenta generalmente alta, fino oltre 4.5 bits cell<sup>-1</sup> e questo è dovuto ad abbondanze

piuttosto basse e composte soprattutto da molte specie scarsamente rappresentate (Fig. 37a). Questo risulta vero soprattutto in riferimento alla classe dei dinoflagellati che è quella che presenta di solito il maggior numero di specie copresenti.

Alti valori di diversità si hanno sia in corrispondenza degli aumenti di densità dovuti ad un contributo delle diverse classi, come nello strato entro 50 m ai margini dell'anticiclone campionato ad aprile (Fig. 37a), sia nello stesso strato (Fig. 37b) ma con scarsissime densità nella situazione di maggio (Fig. 37b), mentre nell'area centrale si raggiungono i valori minimi ( $2 - 2.4 \text{ bits cell}^{-1}$ ) con una scarsissima densità di cellule e di specie presenti. Riduzioni di diversità di altro genere sono dovute alla forte dominanza di *Emiliana huxleyi* negli aumenti intorno ai 50 m ( $3.5 \text{ bits cell}^{-1}$ ).

Situazione molto simile si presenta anche nelle acque indagate nel Mar Tirreno (Figg. 37c, d), dove i valori più alti sono conseguenti alla presenza di un grande numero di specie appartenenti a tutti i gruppi, particolarmente per quanto riguarda dinoflagellati e i flagellati nanoplanctonici e i minimi sono sempre essenzialmente dovuti agli aumenti di densità di *Emiliana huxleyi* e, in questi casi, anche alla presenza delle diatomee (Figg. 35a, 36a).

#### **3.3.4. Caratterizzazione delle comunità e valutazione della similarità**

Una rappresentazione sintetica dei diversi contributi relativi delle classi alle comunità (Figg. 38a, 39a, 42a, 44a) ci aiuta a visualizzare la situazione lungo la colonna d'acqua e a confrontare aree diverse a parità di strato. E' stato quindi valutato il peso percentuale delle varie classi per ciascuna profondità e attribuito il loro rango e, in base a questo, calcolato l'indice di similarità "τ di Kendall" tra strati contigui della stessa stazione (Figg. 38b, 39b, 42b, 44b) e tra le stazioni a parità di profondità (Figg. 40, 41, 43, 45). L'indice è stato valutato anche prendendo in considerazione il peso e quindi il rango che assumono le diverse specie nelle classi che compongono il popolamento.

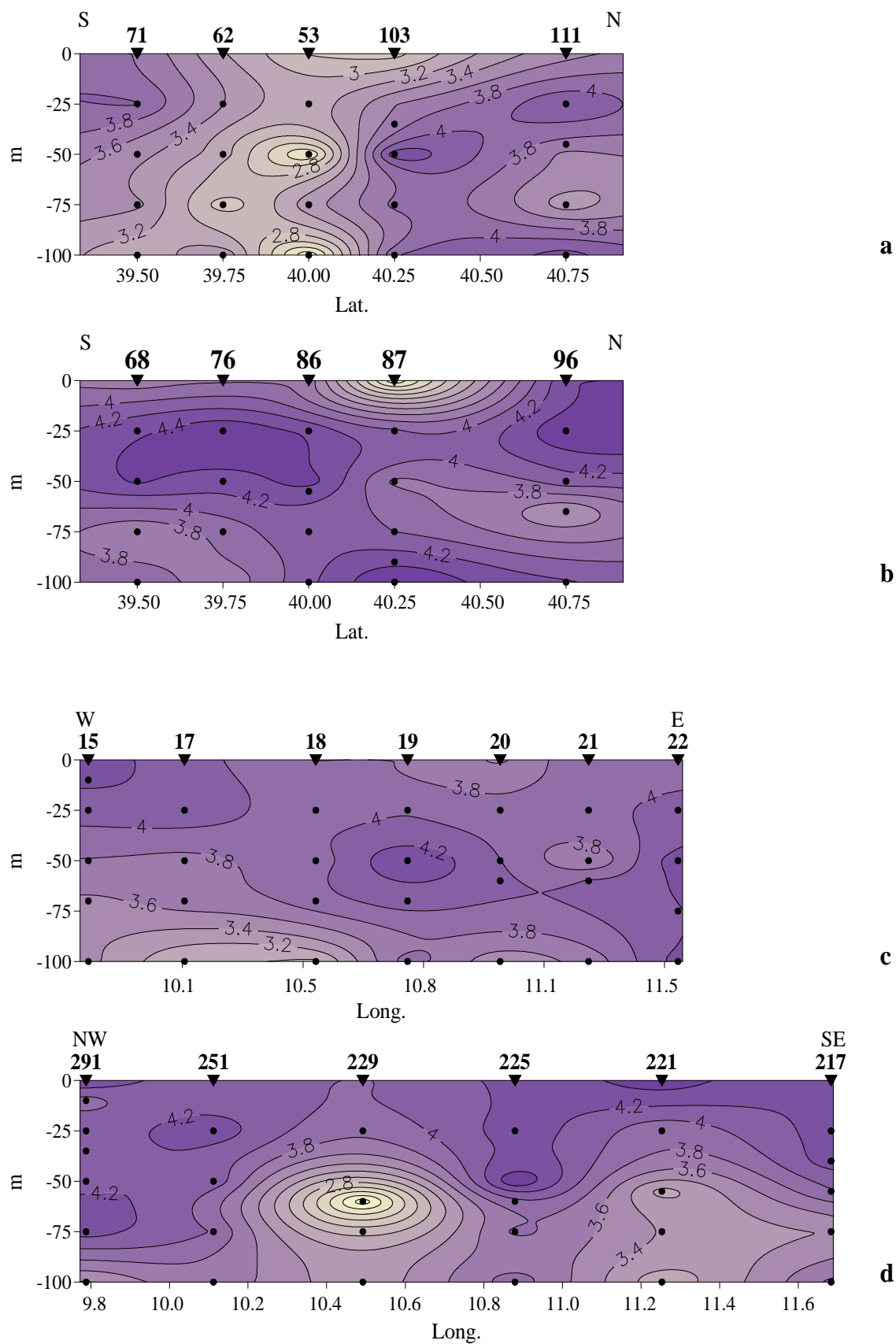


Fig. 37 - Distribuzione verticale della diversità specifica  $H'$  (Shannon): a) Mar di Sardegna, aprile 2001; b) Mar di Sardegna, maggio 2002; c) Mar Tirreno Centrale, maggio 2004; d) Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004.

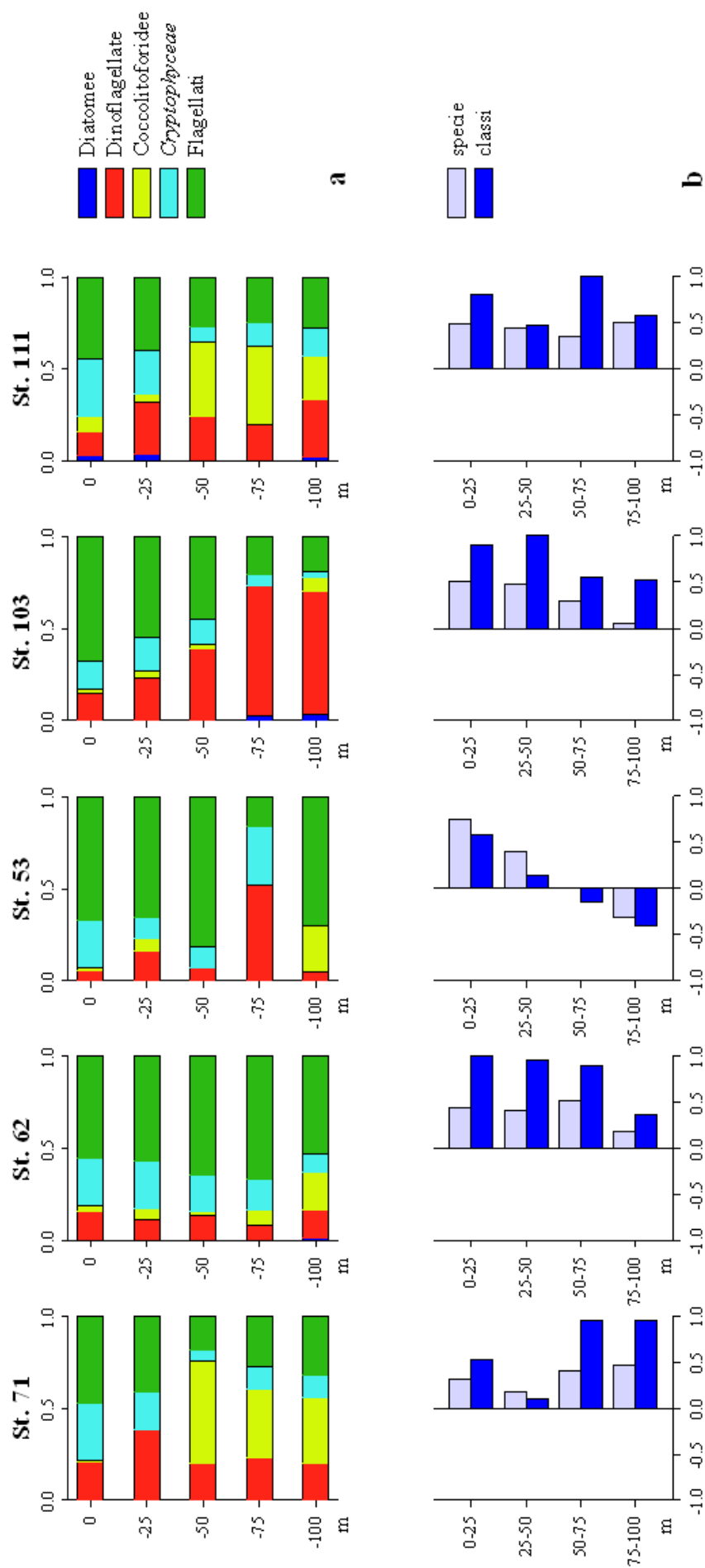


Fig. 38 - Mar di Sardegna, aprile 2001. a) Composizione percentuale del popolamento; b) Coefficiente di correlazione  $\tau$  tra gli strati nelle stazioni alla long. 7°5' E.

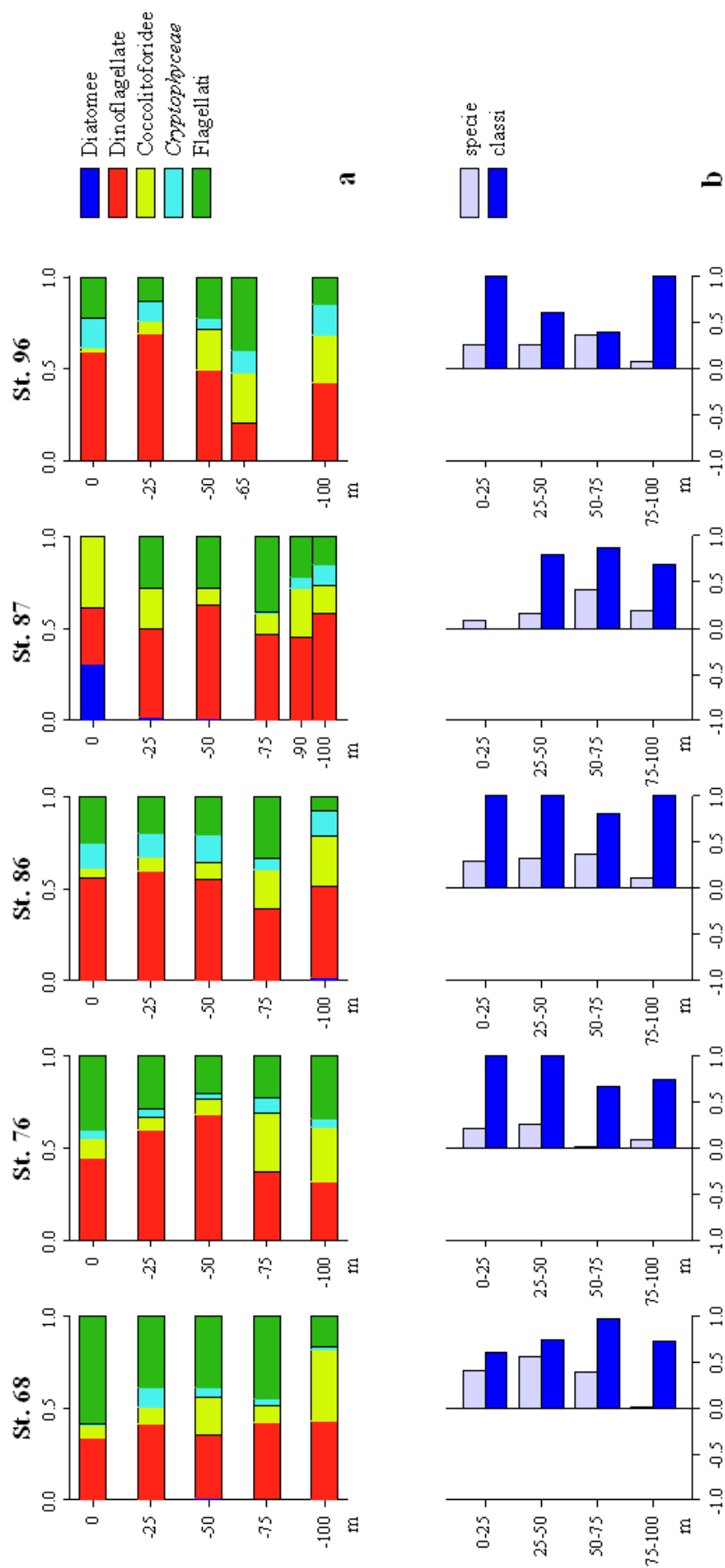


Fig. 39 - Mar di Sardegna, maggio 2002. a) Composizione percentuale del popolamento; b) Coefficiente di correlazione  $\tau$  tra strati nelle stazioni alla long. 7°5' E.

#### 3.3.4.1. Mare di Sardegna

Osservando la distribuzione delle classi lungo l'asse degli anticiclioni del Mare di Sardegna (Figg. 38a, 39a) si vede che lo strato entro i 50 m è relativamente omogeneo per quanto riguarda la composizione in classi attraverso tutto il transetto, con una costante presenza e relativa dominanza di flagellati nanoplanctonici (fino al 66 %) insieme ad un minore contributo di *Cryptomonadaceae* nell'aprile 2001 (Fig. 38a), e soprattutto di dinoflagellati (fino a circa il 70 %) nel maggio 2002 (Fig. 39a). Lo strato sottostante si presenta di diversa composizione relativa, sia lungo la colonna d'acqua che tra punti diversi a parità di profondità: nelle zone marginali è netta la differenza attribuibile alla dominanza sub-superficiale di *Emiliania huxleyi* (45 - 55 % sul totale) mentre nell'area centrale la situazione appare più omogenea, sia nel 2001 che nel 2002 per la maggiore dominanza rispettivamente di flagellati nanoplanctonici e dinoflagellati.

La rappresentazione della similarità tra strati (Figg. 38b, 39b, 42b 44b) non appare sempre univoca, specialmente usando la composizione in classi che può mascherare differenze maggiori dovute ad una diversa composizione interna alla classe: i coefficienti calcolati sulla composizione in specie risultano sempre minori di quelli calcolati tra le stesse coppie sulle classi, particolarmente quando si confrontano gli strati delle diverse zone lungo l'asse dell'anticiclone (Figg. 38b, 39b) e fanno quindi emergere una maggiore differenziazione. Queste differenze sono apprezzabili ad esempio alla stazione 111 dove, in base alle specie, tra 50 e 75 m vi sarebbe una discontinuità non rilevabile con il  $\tau$  calcolato con le classi (Fig 38b) e soprattutto non individuabile dalla composizione del popolamento in percentuale (Fig. 38 a). Queste discrepanze sono da imputare al fatto che le classi sono raggruppamenti molto eterogenei che comprendono un numero di specie molto variabile; nel caso specifico la classe Coccolitoforidee, che mostra le variazioni più ampie, è costituita praticamente da una sola specie mentre i dinoflagellati presentano sempre un numero molto elevato di specie che nell'attribuzione dei ranghi acquista un peso notevole.

Gli strati contigui superficiali risultano generalmente più simili (Fig. 38b, 39b) mentre, in corrispondenza delle variazioni più importanti della dominanza

all'interno della comunità, il valore dell'indice diminuisce drasticamente, come nel caso del confronto 25 – 50 m (st. 71, 53) e 75 – 100 m (st. 53, 62). La situazione più chiaramente differenziata si evidenzia bene confrontando i margini ed il centro del vortice a parità di strati: osservando i valori di  $\tau$  (Fig. 40) appare evidente che il popolamento nei primi 25 m non subisce variazioni sostanziali lungo tutto il diametro del vortice mentre a 50 e 75 m le differenze tra margini e centro sono molto importanti, tanto che i valori del coefficiente possono diventare negativi. Il confronto, infine, tra i popolamenti presenti ai due margini presenta forti affinità a tutte le profondità.

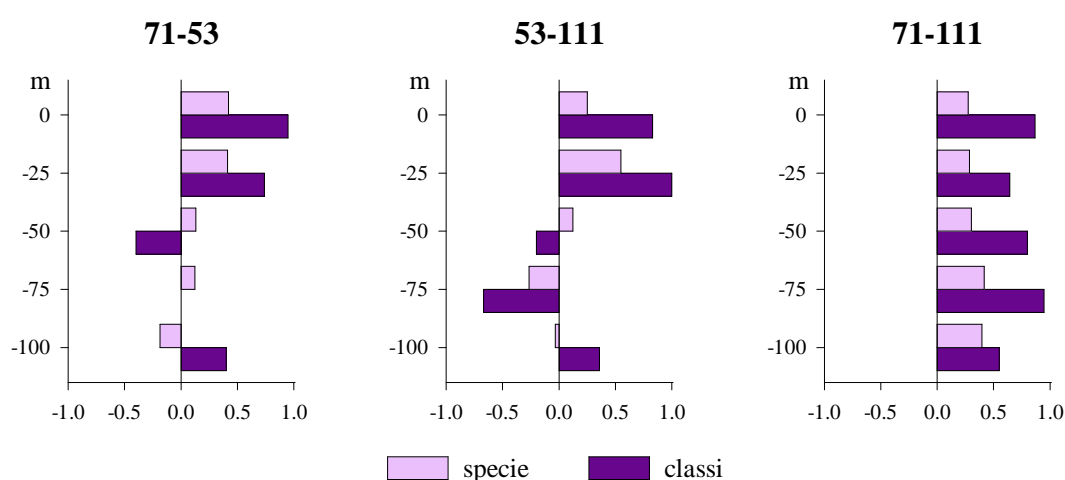


Fig. 40 -Mar di Sardegna, aprile 2001. Coefficiente di correlazione  $\tau$  tra le stazioni alla long. 7°5'E a parità di strato.

Nel maggio 2002 (Fig. 39b) la situazione appare meno chiaramente differenziata, tranne nei casi già evidenti dalla composizione in classi, come per la presenza di diatomee alla st. 87 o la differenza tra 75 e 100 m, diffusa per la maggior parte dei dati analizzati. I valori del coefficiente sono piuttosto bassi a tutte le profondità e in particolare nei primi 25 m della colonna d'acqua dove diventano addirittura negativi per la maggior importanza di dinoflagellati e altri flagellati nelle acque del centro rispetto a quelle dei margini, meridionale e settentrionale. Il confronto tra le stazioni dei margini, invece, mostra la maggiore similarità tra i ranghi delle specie, soprattutto nelle coppie di confronto tra 25 e 75 m (Fig. 41).



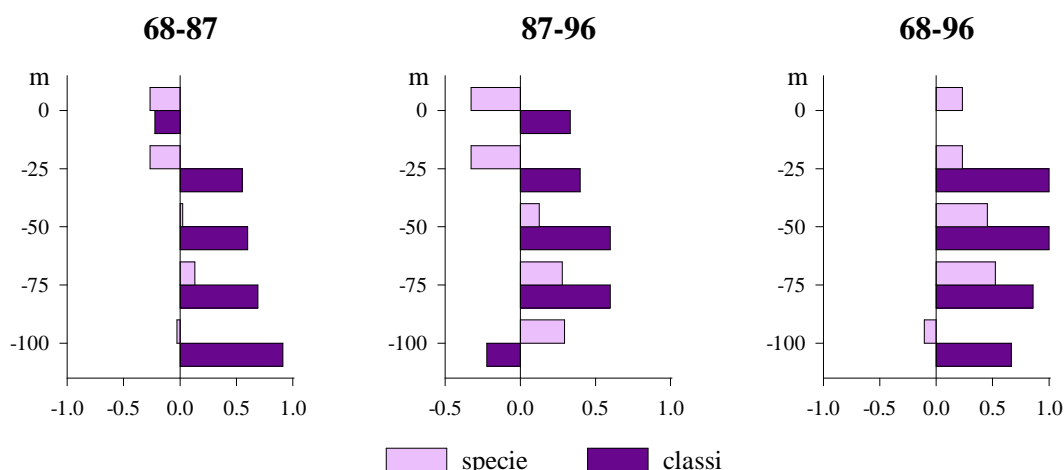


Fig. 41 -Mar di Sardegna, maggio 2002. Coefficiente di correlazione  $\tau$  tra le stazioni alla long. 7°5'E a parità di strato.

### 3.3.4.2. Mar Tirreno

Nel transetto alla lat. 41°0' N (Fig. 42a) il popolamento è prevalentemente differenziato dalla contemporanea presenza di quasi tutti i gruppi (dinoflagellati, *Cryptomonadaceae* e flagellati, *Emiliana huxleyi*) che hanno percentuali di non netta dominanza tra loro (generalmente <50 %) se non negli strati più profondi. La percentuale di *Emiliana huxleyi* aumenta comunque anche in questo caso con le profondità, sia alle stazioni più occidentali che nella parte più orientale del transetto, costituendo dal 30 al 45 % delle presenze.

E' evidente che le discontinuità più rilevanti, secondo l'analisi del  $\tau$  (Fig. 42b), si osservano tra 50 e 75 m, dove nuovamente domina *Emiliana huxleyi* e nei casi particolari, come la st. 21, dove si passa da una comunità mista senza dominanze vere e proprie, presente a 25 m ad una sostituzione di classi per la dominanza delle diatomee (40 %).

Il confronto tra i punti a parità di strato (Fig. 43) evidenzia maggiore similarità tra la parte occidentale del transetto, con un valore di  $\tau$  piuttosto alto intorno a 50 m, dove aumenta *Emiliana huxleyi*. Le differenze più importanti invece sembrano apparire nella parte più orientale dove aumentano di importanza i dinoflagellati a scapito di flagellati e *Cryptomonadaceae*.

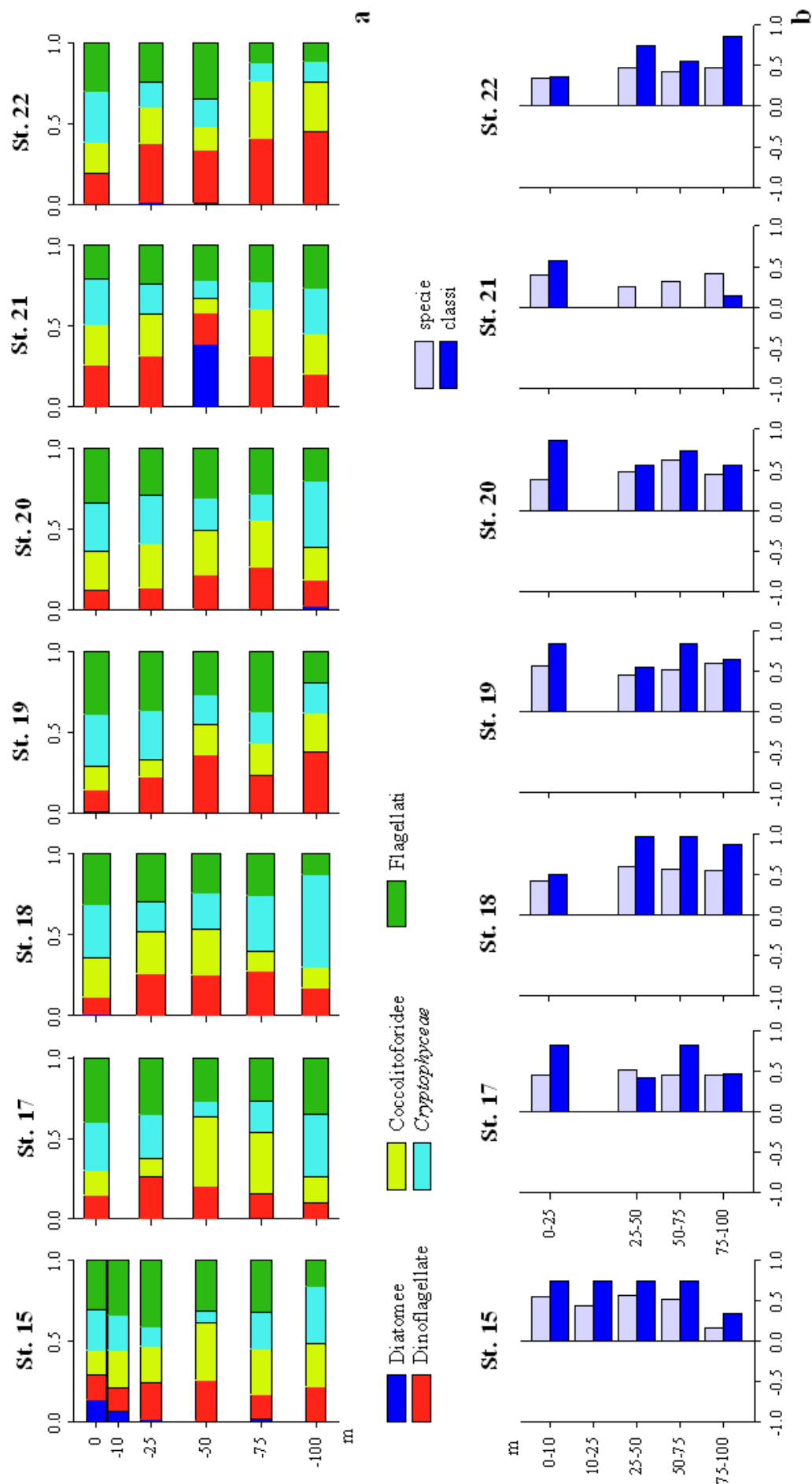


Fig. 42 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. a) Composizione percentuale del popolamento; b) Coefficiente di correlazione  $\tau$  tra strati nelle stazioni alla lat. 41°0'N.

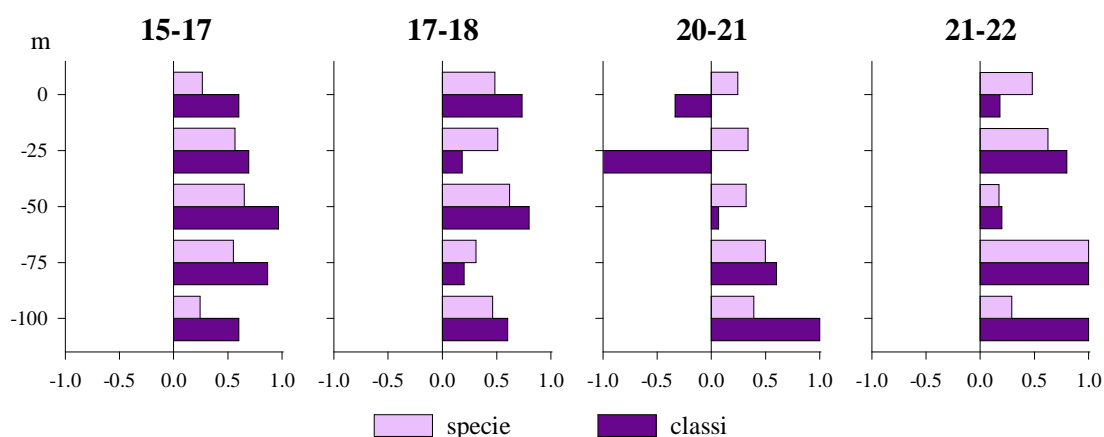


Fig. 43 - Mar Tirreno Centrale, maggio 2004. Coefficiente di correlazione  $\tau$  tra le stazioni alla lat. 41°0'N a parità di strato.

Anche nel Tirreno Meridionale i diversi rapporti tra le classi variano molto a seconda delle zone del transetto (Fig. 44a) e lungo la colonna d'acqua: lo strato superficiale è popolato prevalentemente da dinoflagellati, flagellati nanoplanctonici e *Cryptomonadaceae* che si alternano nella dominanza alle varie stazioni. Dai 50 m in poi, il popolamento è dominato da *Emiliana huxleyi* con almeno il 31 % del totale fino ad un massimo di 76 % con la presenza anche di diatomee (st. 229, 225). Alle altre zone di aumento di densità contribuiscono le altre classi insieme.

L'andamento di  $\tau$  (Fig. 44b) evidenzia la costanza di composizione del popolamento nello strato superficiale, e la variazione nella dominanza a favore delle Coccolitoforidee, che si verifica a 50 m, con la discontinuità particolarmente rilevante tra 25 e 50 m alla st. 229. In altri casi (st. 225), nonostante l'aumento di *Emiliana huxleyi*, non si osserva la stessa dominanza della classe sulle altre e questo, confrontando le stazioni 225 e 229 (Fig. 45), determina un'altra discontinuità a 50 m, non rilevabile rispetto alla st. 221. La struttura della comunità presente nelle due zone, sembra, dunque, essere più simile.

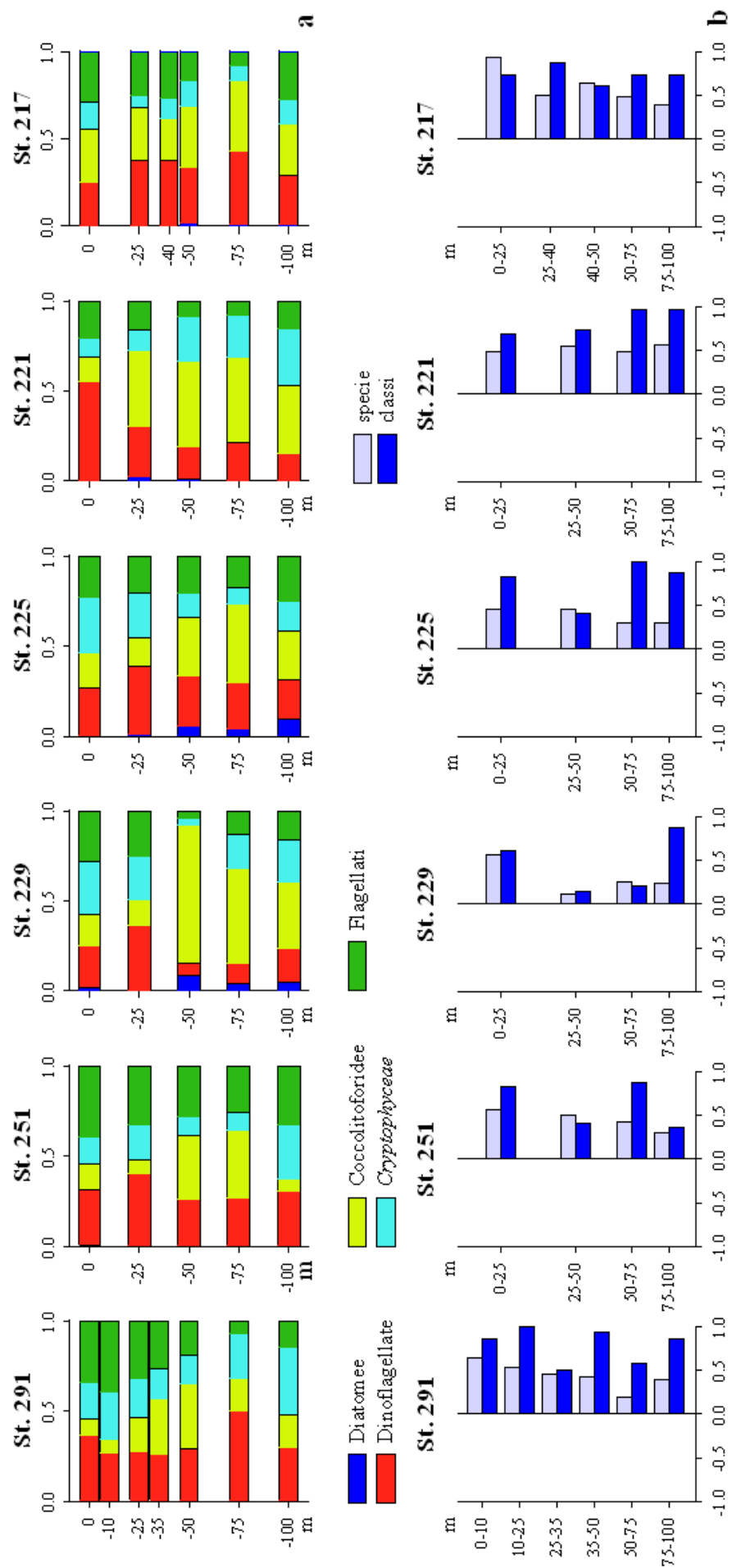


Fig. 44 – Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004. a) Composizione percentuale del popolamento; b) Coefficiente di correlazione  $\tau$  tra strati nelle stazioni del transetto A.

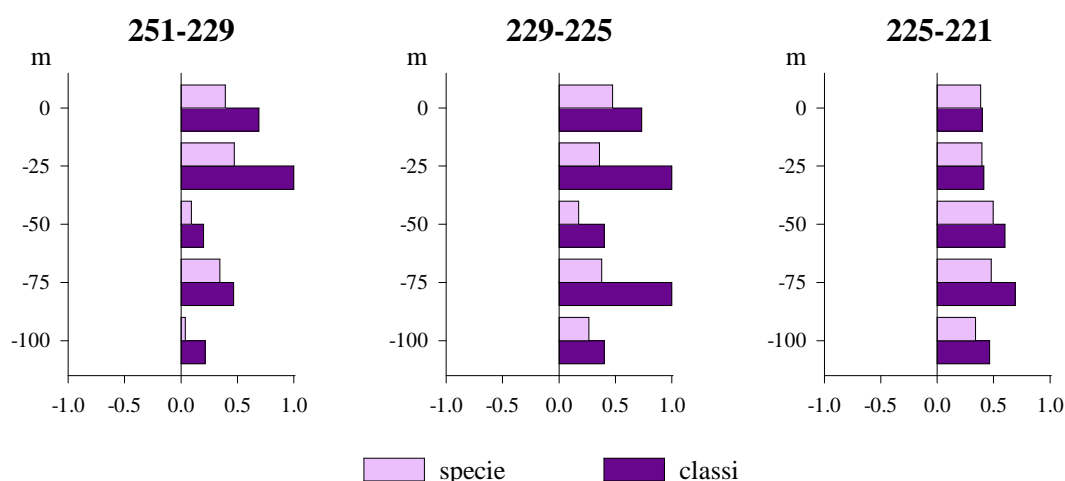


Fig. 45 - Mar Tirreno Meridionale, maggio 2004. Coefficiente di correlazione  $\tau$  tra le stazioni del transetto A a parità di strato.

#### 4. Discussioni e conclusioni

Molti studi effettuati sulle strutture dinamiche in mare aperto hanno cercato di chiarire ed approfondire le conoscenze sui cambiamenti che avvengono quando, a causa di fenomeni di diverso tipo, si determinano discontinuità nelle caratteristiche fisiche delle masse d'acqua, sia per una diversa quantità di trasporto verticale, sia per la formazione di fronti orizzontali. E' minore la conoscenza dei fenomeni biologici ed ecologici in relazione alla presenza di queste strutture; si hanno prevalentemente informazioni provenienti da aree geografiche diverse, dove intervengono caratteristiche climatiche peculiari o fenomeni costanti e ripetuti nel tempo, dove è stato possibile sviluppare modelli interpretativi che però non hanno sufficiente validazione dai dati acquisiti in natura (Anderson e Robinson, 2001; Lima *et al.*, 2002; Levy, 2003).

Le difficoltà maggiori risiedono nel poter accoppiare i fenomeni biologici, ed in primo luogo le comunità fitoplanctoniche, alla dinamica di queste strutture fisiche. Si tratta infatti di collegare biomassa, diversità, composizione delle comunità di questi organismi di vita breve al tempo di formazione ed eventuale permanenza, alle velocità di spostamento delle masse d'acqua con il loro carico nutritizio, che coinvolgono spazialmente i cosiddetti fenomeni a mesoscala. Per colmare la mancanza di informazioni si rendono necessarie ricerche mirate ed

organizzate in modo tale da poter riconoscere e monitorare queste strutture che, proprio per la loro dinamicità, difficilmente vengono colte nelle loro peculiarità. Lo studio dei fenomeni dovrebbe essere condotto mediante monitoraggio o per mezzo di satelliti o sul campo con la possibilità di ripetere frequentemente misurazioni nello stesso ambito spaziale e in momenti stagionali diversi. Inoltre dovrebbe essere possibile sviluppare progetti di ricerca comuni in modo da soddisfare la necessità di riconoscimento del fenomeno in base ai dati fisici e una contemporanea strategia di studio della dinamica di variazione dei parametri biologici.

Questo studio è stato condotto proprio all'interno di un progetto multidisciplinare che rispondeva a queste necessità.

#### **4.1 Mar di Sardegna**

Gli anticicloni del Mar di Sardegna, sono strutture a mesoscala di dimensioni variabili tra 100 e 200 km, da noi rilevati e campionati per la prima volta ad aprile del 2001 e la cui ricorrenza in questa zona è stata confermata l'anno successivo, maggio 2002, dalla presenza di un'altra struttura con caratteristiche simili. Queste strutture, studiate dal punto di vista fisico e dinamico da vari autori (Benzhora e Millot, 1995b; Millot *et al.*, 1997 ; Taupier-Letage *et al.* 2003), sono state descritte prevalentemente nel momento della loro genesi, a partire dalla meandrizzazione della Corrente Algerina (che si origina dal flusso della MAW). In altri studi sono state seguite lungo il loro percorso all'interno del Bacino Algerino a partire del loro distaccamento dalla corrente madre, quando, cioè, cominciano a muoversi come entità indipendenti verso nord lungo la scarpata continentale sarda. (Salas *et al.*, 2002; Puillat *et al.*, 2002; Testor e Gascard, 2005). La maggior parte degli anticicloni che arrivano in questa zona si allontanano ulteriormente dalla costa per poi propagarsi in mare aperto verso il centro del Bacino (Testor *et al.*, 2005) mentre solo pochi anticicloni sono stati osservati a nord di 40°.0' N.

Le strutture anticicloniche da noi studiate del Mar di Sardegna sono fra quelle che si spingono più a nord, essendo in entrambi i casi incentrati su

40°.0' N. Queste strutture, fermo restando le comuni caratteristiche di base che li definiscono, hanno evidenziato alcune differenze, sia dal punto di vista fisico-chimico che dal punto di vista biologico. Entrambi i vortici sono stati rilevati in acque aperte a circa 7°5' E, quello di maggio 2002 è leggermente più grande, circa 110 km di diametro, e situato più a Nord di quello di aprile 2001. Il fatto che i vortici occupino circa la stessa posizione rispetto alla loro origine può far ritenere che abbiano età simile, e che sia passato circa lo stesso tempo dal distacco dalla Corrente Algerina. Al contrario la presenza di acque meno salate, e quindi acque di origine atlantica meno modificate, al centro del vortice del 2002, insieme alla sua forma più regolare fa pensare ad una maggiore “giovanilità” di questa struttura rispetto a quella del 2001. Altri autori che hanno lavorato su entrambe queste strutture (Ribotti *et al.*, 2004) confermano, da un punto di vista idrodinamico, questa seconda ipotesi.

Questi vortici, come già descritto da molti autori, producono con il loro movimento, uno sprofondamento di acqua nella parte centrale e la possibilità di risalita lungo le isopiche quasi verticali della zona marginale (Figg. 7c, 13c). La presenza in entrambi gli anni di un termoclino piuttosto strutturato (Fig. 7a, 13a), più marcato nel 2002, ostacola, però, la risalita delle acque intermedie fino alla superficie, costringendole a non superare i 50 m. Tutto ciò risulta chiaro confrontando gli andamenti dell'indice di stabilità  $\Delta D_{0-50\text{ m}}$  e  $\Delta D_{50-200\text{ m}}$  (Figg. 8, 14). In corrispondenza dei margini delle strutture l'acqua intermedia è libera dal punto di vista energetico ( $\Delta D_{50-200\text{ m}}$  diminuisce) di risalire verso la superficie per “isopical mixing” ma, intorno a 50 m, il termoclino costituisce una barriera ( $\Delta D_{0-50\text{ m}}$  si mantiene alto) praticamente insormontabile. Quanto descritto in generale si ritrova in entrambi gli anticicloni, con delle piccole varianti inerenti alla profondità dello strato superficiale e alle differenze di temperatura fra questo e le acque sottostanti, che sono maggiori nel 2002 rispetto al 2001 (Figg. 7a, 13a).

La stratificazione termica, dunque, impedendo l'apporto di nutrienti verso gli strati superficiali ne determina una carenza (Figg. 9, 15). Nel 2001 le concentrazioni superficiali dei nutrienti sono caratterizzate da una elevata concentrazione di  $\text{NH}_4^+$  (Fig. 10), maggiori rispetto a quelle del 2002 (Fig. 16).

Le alte concentrazioni di ammonio potrebbero essere il prodotto dell'escrezione zooplanctonica in questo strato, e potrebbero far pensare ad una successione della comunità planctonica avvenuta durante il tempo trascorso dall'origine dell'anticiclone, e fa ipotizzare un isolamento più prolungato di questa struttura.

Al contrario in prossimità del limite inferiore del termocline (circa 50 m nel 2001, circa 75 nel 2002), risulta in entrambi i casi un arricchimento per il continuo, anche se quantitativamente limitato, apporto di nutrienti (DIN e DIP) in relazione al processo di "isopical mixing" (Figg. 9, 15).

La biomassa fitoplanctonica è solitamente caratterizzata dalla presenza di un massimo profondo di clorofeopigmenti posizionato in prossimità del nitracline che grossomodo coincide con la profondità della zona eufotica, tra 50 e 75 m. Tali massimi (Figg. 27, 29) nel centro degli anticloni sprofondano fino a 80 m mentre ai margini divengono più intensi e più superficiali o, in alcuni casi, possono sdoppiarsi per la presenza di un secondo massimo subsuperficiale intorno a 25 m. Nel 2001 l'estensione verticale della biomassa fitoplanctonica risulta maggiore (Fig. 27). Si osserva inoltre un incremento superficiale nel centro dell'anticiclone evidenziabile dall'andamento dell'isopleta degli  $0.14 \text{ mg m}^{-3}$  di clorofeopigmenti che si estende dalla superficie fino a circa 150 m (Fig. 27a) Questa caratteristica è ben evidenziata dall'integrale tra 0 e 100 m dei clorofeopigmenti (Figg. 28a, b) che mostrano valori più alti nel 2001 sia nel centro che nelle zone marginali dove arrivano a  $40 \text{ mg m}^{-2}$  rispetto ai  $30 \text{ mg m}^{-2}$  rilevati nel 2002 (Fig. 30a, b). Queste modificazioni della distribuzione della biomassa sono simili a quelle riportate da altri autori in uno studio su alcuni anticloni del Bacino Alghero-Provenzale (Taupier - Letage *et al.*, 2003).

La tecnica Utermöhl utilizzata per l'individuazione degli organismi planctonici consente di discriminare solo gli organismi micro- e nanoplanctonici di taglia  $200\text{-}2 \text{ }\mu\text{m}$  e non consente di distinguere fra gli organismi che hanno modalità nutrizionali autotrofe da quelli eterotrofi o mixotrofi. Con queste limitazioni questo studio mostra una scarsità di organismi nello strato superficiale, soprattutto nelle zone centrali delle strutture, mentre la zona marginale risulta leggermente più ricca (Figg 33a, 34a). In questo strato comunque le differenze in abbondanza sono al massimo di circa 1 ordine di



grandezza. Si tratta essenzialmente di flagellati nanoplanctonici, *Cryptomonadaceae* e dinoflagellati che tendono a prevalere gli uni sulle altre secondo le condizioni ambientali (Figg. 33, 34). Ad aprile, infatti, sono i flagellati nanoplanctonici (*Prasinophyceae*, *Chrysophyceae* e probabilmente anche zooflagellati) a dominare le acque superficiali, già abbastanza stabili (Fig. 8), ed in cui la prevalente fonte di azoto inorganico è la forma ammoniacale (Fig. 10) che sembra essere la forma preferenziale per gli organismi di più piccole dimensioni (Chisholm, 1992). A maggio invece, con temperatura maggiore le concentrazioni di azoto anche in forma ammoniacale sono scarse (Fig. 16), prevalgono i dinoflagellati (Fig. 34).

All'interno dei vortici la "discontinuità" determinata dal limite inferiore del termoclino e da quello superiore della risalita delle acque sottostanti, tra 25 e 50 m ad aprile e tra 50 e 75 m a maggio (Figg. 8, 14), individua una discontinuità nella composizione del popolamento soprattutto nelle zone marginali e in particolare in aprile 2001. In corrispondenza di queste zone si raggiungono le massime densità cellulari con un contributo di dinoflagellati e la dominanza di coccolitoforidee con *Emiliana huxleyi* (Fig. 33). Le massime abbondanze di coccolitoforidee sono state rilevate in corrispondenza o sotto al nitracchino. Questa modalità di distribuzione concorda con quella riportata da Claustre e Marty (1995) per i popolamenti oligotrofici del Nord Atlantico, nei quali hanno ipotizzato che la dominanza di coccolitoforidee fosse più legata alla disponibilità di nitrati piuttosto che a quella luminosa.

Caratteristica comune, e piuttosto importante, dei popolamenti delle due strutture è la scarsità delle diatomee. Nonostante la stagione primaverile, sono presenti solo sporadicamente, probabilmente per la scarsità di nutrienti nello strato superficiale, o per la mancanza di una instabilità verticale abbastanza forte (turbolenza) da contrastare la loro tendenza a sprofondare (Margalef, 1974). Effettivamente non si verifica mai una forte spinta di risalita, e comunque questa evenienza risulta ostacolata dalla stratificazione termica superficiale. I pochi individui rilevati sono probabilmente solo i residui di fioriture precedenti.

Da quanto detto si possono, dunque, trarre alcune caratteristiche salienti presentate dai due vortici anticiclonici del Mar di Sardegna. La maggior salinità

delle acque del centro in aprile 2001 indicano una fase della vita della struttura più avanzata in cui lo strato superficiale, isolato per la stratificazione termica (Fig. 8), mostra un più alto contenuto di nutrienti ed in particolare di azoto in forma ammoniacale (Figg. 9, 10) che favorisce lo sviluppo di un popolamento misto (e diversificato) in cui prevalgono i flagellati nanoplanctonici rispetto ai dinoflagellati (Fig. 33) che, invece, prevalgono nettamente nelle acque superficiali più oligotrofiche della struttura di maggio 2002 (Fig. 34). Nello strato di discontinuità, dove si verifica il maggior apporto nutritizio, che caratterizza entrambi gli anticicloni si osservano i massimi di biomassa fitoplanctonica con clorofeopigmenti (Fig. 27, 29) e densità cellulari (Fig. 33a, 34a) che raggiungono valori più elevati in aprile e dove i massimi sono determinati, in entrambe le strutture, da un popolamento poco diversificato perché dominato da cocciloforidee.

## **4.2. Mar Tirreno**

La risalita di acqua intermedia individuata nel Tirreno Centrale si trova in prossimità dello Stretto di Bonifacio, (lat.  $41^{\circ}0'$  N long.  $10^{\circ}8'$  E), in corrispondenza del fronte termico semipermanente che divide il Bacino e che, insieme ai venti prevalenti ne caratterizza la circolazione. Il piano di campionamento non ci ha permesso di mettere in luce la struttura ciclonica nella sua interezza. La zona campionata è collocata in prossimità della divergenza originata dai venti prevalenti che trasportano acqua più fredda, salata e densa del Bacino Occidentale nel Tirreno Centrale (Fig. 17). Per le loro caratteristiche queste acque tendono a sprofondare favorendo la risalita delle LIW lungo la scarpata continentale sarda. Le sezioni orizzontali superficiali e (Fig. 17), evidenziano il fronte termico a  $41^{\circ}0'$  N, mentre in quelle verticali (Fig. 19) è ben visibile la risalita di acque intermedie nella zona più occidentale. Le sezioni evidenziano inoltre, una seconda zona di risalita più ad Est i cui effetti sono più evidenti nella zona superficiale. Questa struttura sembra assomigliare ad uno dei meandri che caratterizzano i margini di questo ciclone in conseguenza della sua instabilità (Perilli, 1995).

Nella zona più occidentale la risalita appare più estesa, ma l'acqua intermedia si ferma intorno a 50 m per la stratificazione termica delle acque superficiali (Fig. 19). Nella zona orientale lo strato superficiale risulta molto meno definito ed è quindi più instabile (Fig. 20) per la presenza di una lente di acqua più fredda e meno salata. Contemporaneamente risulta più definita e stabile la struttura dello strato compreso fra 50 e 200 m (Fig. 20).

In corrispondenza della zona di risalita, oltre ad un innalzamento del nitraclino fino a circa 25 m (Fig. 21), che quindi si colloca all'interno della zona eufotica, si verifica un aumento delle concentrazioni di clorofeopigmenti fino a circa  $0.8 \text{ mg m}^{-3}$  (Fig. 31). Nelle stessa zona la densità fitoplanctonica totale raggiunge  $75000 \text{ cell L}^{-1}$  (Fig. 35a). Entrambi questi valori risultano piuttosto elevati se comparati con quelli riscontrati nella stessa stagione nelle strutture anticicloniche, dove i massimi raggiungevano  $0.5 - 0.6 \text{ mg m}^{-3}$  di clorofeopigmenti e  $34000 - 40000 \text{ cell L}^{-1}$ .

Nella stessa zona di risalita, in superficie si verificano le maggiori densità di dinoflagellati, *Cryptomonadaceae* e flagellati nanoplanctonici che, in generale, prevalgono lungo tutto il transetto tra 0 e 50 m (Figg. 35, 42). In profondità, invece, il popolamento viene dominato dalle coccolitoforidee (44 %) in particolare da *Emiliania huxleyi* che prevale, seppure con una distribuzione un po' discontinua, in corrispondenza del nitraclino lungo tutto il transetto. Nella parte orientale del transetto il nitraclino si fa più profondo (poco sotto 50 m) e le coccolitoforidee si dispongono a circa 75 m. Qui lo strato dei 50 m, subito sopra al nitraclino, è dominato dalle diatomee con *Cylindrotheca closterium* e *Proboscia alata*, che probabilmente risultano favorite dalla maggior instabilità superficiale (Fig. 20).

Le differenze nel popolamento di stazioni e strati contigui (Figg. 42, 43) sono, più che altro, legate alle fluttuazioni delle *Cryptomonadaceae* in superficie e delle coccolitoforidee in profondità. La discontinuità più rilevante, tra le stazioni 20 e 21, corrisponde alla presenza di diatomee che caratterizza la zona di instabilità superficiale del largo, dove la classe diventa dominante a 50 m.

La struttura dinamica individuata nel Tirreno Meridionale (Fig. 23) consiste in una intensa risalita di acque intermedie le cui peculiarità determinano

sulla biomassa fitoplanctonica effetti così rilevanti da esaltarne l'importanza. La presenza di una struttura del genere in questa zona è stata segnalata solo in maniera indiretta (Astraldi *et al.* 1999, fig. 6), ma in particolare erano del tutto sconosciuti gli effetti biologici. Dati non pubblicati (Gasparini, Borghini, comunicazione personale) sembrano confermare la ricorrenza di questa struttura che si presenta con caratteristiche simili nella stessa zona.

Da una prima interpretazione questa struttura potrebbe essere derivata dalla risalita nello strato superficiale delle LIW (Levantine Intermediate Water) in relazione alle caratteristiche orografiche del fondale. Secondo gli schemi di circolazione riportati da vari autori (Millot, 1999; Millot e Taupier – Letage, 2004) le LIW scorrono tra 200 e 600 m da Nord verso Sud addossate alla scarpata continentale sarda (Fig. 3). In prossimità del transetto campionato, le LIW, per un innalzamento del fondale (da circa 2000 m a meno di 1000 m) potrebbero essere spinte fino in superficie generando dunque un fronte che risulta chiaro nelle sezioni (Fig. 23) con la risalita di acqua calda (14 °C), salata (38.3 ‰) e densa (28.7 kg m<sup>-3</sup>) i cui effetti arrivano poco oltre 50 m. Anche in questo caso la forte stratificazione termica blocca gli effetti della risalita agli strati sottostanti il termoclino (Fig. 24).

L'arricchimento nutritizio (Figg. 25) è molto pronunciato rispetto a quello verificato nel Tirreno Centrale (Fig. 21) con concentrazioni che, a 50 m, arrivano fino a 3.5 µM per il DIN e 0.1 µM per il DIP. Gli effetti sulla biomassa sono particolarmente rilevanti: in questa zona, infatti, sono stati rilevati valori di clorofeopigmenti fino a 2.2 mg m<sup>-3</sup> (Fig. 32) con densità cellulari che arrivano a 117000 cell. L<sup>-1</sup> (Fig. 36) in corrispondenza del limite superiore della risalita, a 50 m.

In superficie, dove prevale l'azoto in forma ammoniacale (Fig. 26), il popolamento è piuttosto eterogeneo, caratterizzato da dinoflagellati, flagellati nanoplanctonici e *Cryptomonadaceae* (Fig. 36) e, allo stesso tempo, risulta simile tra le varie stazioni del transetto (Fig. 44). Nella zona di massima densità (st. 229), intorno al nitraclino, risulta poco diversificato (Fig. 37d) per la dominanza di *Emiliania huxleyi* con il minor contributo delle diatomee *Thalassionema nitzschiodes*, *Nitzschia* spp e *Cylindrotheca closterium*. (Figg. 36, 44). A questa

zona di massime densità (st. 229) corrispondono valori alti di clorofeopigmenti (Fig. 32) seppur le concentrazioni massime di pigmenti si trovino alla stazione 225, dove il popolamento ha una composizione più mista aumentando dinoflagellati, flagellati nanoplanctonici e *Cryptomonadaceae* (Figg. 36, 44). Le coccolitoforidee pur rimanendo la classe prevalente, contribuiscono con una percentuale minore di individui (33 %). Il massimo di densità delle coccolitoforidee che si osserva alla stazione 229, infatti, è il più intenso che abbiamo registrato non solo in queste acque ma in tutte le zone indagate, con densità della sola *Emiliana huxleyi* che arrivano a 87000 cell L<sup>-1</sup>.

Un addensamento così importante in una zona ricca di DIN ma relativamente povera di DIP fa supporre un più rapido consumo di fosforo rispetto all'azoto da parte del fitoplancton; in particolare il grande sviluppo di *Emiliana huxleyi* potrebbe essere compatibile con i risultati di Kuenzler e Perras (1965) che dimostravano il vantaggio di questa specie in ambienti in cui il fosforo risulta limitante per la miglior capacità di sfruttare il fosforo organico. Secondo alcuni studi, inoltre, i grandi addensamenti di *Emiliana huxleyi* sarebbero molto legati alle fioriture di diatomee (Rothschild e Squire, 1996) sia perché più favorite in ambiente depauperato di silicati sia per la necessità di tiamina (vitamina B1) da parte di *Emiliana huxleyi* per uno sviluppo ottimale.

La contemporanea presenza di diatomee e coccolitoforidee che risulta dalle nostre osservazioni in questa zona di forte risalita è coerente con i risultati di questi studi teorici e sperimentali, ma anche con le osservazioni fatte da molti autori sui popolamenti fitoplanctonici di altre zone di fronte, come ad esempio quella di Almeria-Oran, nel Mare d'Alboran, (Gould e Wiesenburg, 1990; Claustre *et al.*, 1994b; Arin *et al.* 2002; Reul *et al.*, 2005). In questa zona di fortissima discontinuità, però, sia l'arricchimento in nutrienti delle acque superficiali che il conseguente accumulo di biomassa sono ancora più pronunciati e il popolamento presente è fortemente dominato dalle diatomee. Solo Lohrenz *et al.* nel 1988 riportano nella stessa zona, sul fronte e in acque atlantiche modificate, una netta dominanza del popolamento da parte di *Emiliana huxleyi* e quindi una situazione più vicina a quella da noi riscontrata nel Tirreno Meridionale, mentre Claustre *et al.* (1994a) osservano tale dominanza in un'area

vicina interessata da una struttura anticiclonica, situazione vicina a quelle da noi rilevate nel Mar di Sardegna.

Le diatomee sono poco rappresentate in entrambe le zone di studio, e comunque sembrano essere legate ai maggiori arricchimenti nutritivi che si verificano in zone caratterizzate da una instabilità più pronunciata, che sono le condizioni più favorevoli per le eventuali fioriture.

Si rileva, comunque, un gruppo di specie dominanti che mostrano un rango elevato alle diverse profondità e nelle diverse zone campionate. Questo gruppo è eterogeneo e comprende esemplari appartenenti a tutte le classi con dinoflagellati come *Gymnodiniaceae* spp. e piccoli tectati del genere *Heterocapsa*; *Cryptomonadaceae* come *Plagioselmis prolunga* e alcuni tipi di flagellati nanoplanctonici che si alternano nelle acque superficiali ma che mantengono comunque un valore alto anche da 50 m in poi quando, invece, è sempre *Emiliana huxleyi* a conquistare il rango più alto.

## 5. Elenco floristico

elenco unico	MedGOOS2	MedGOOS4	MedGOOS8
<i>Chaetoceros affinis</i> Lauder		•	•
<i>Chaetoceros compressus</i> Lauder		•	•
<i>Chaetoceros</i> spp.		•	•
<i>Cyclotella</i> cf. <i>striata</i> (Kutzing) Grunow		•	•
<i>Dactyliosolen fragilissimus</i> (Bergon) Hasle			•
<i>Diatomea centrica</i> sp. 18 µm			•
<i>Diatomea centrica</i> sp. 20 µm	•		•
<i>Diatomea centrica</i> sp. 37 µm	•		
<i>Diatomea centrica</i> cf. <i>Lauderia</i>			•
<i>Hemidiscus</i> cf. <i>cuneiformis</i> Wallich	•		
<i>Leptocylindrus mediterraneus</i> (Peragallo) Hasle	•		•
<i>Proboscia alata</i> (Brightwell) Sundstrom			•
<i>Rhizosolenia styliformis</i> Brightwell			•
<i>Cylindrotheca closterium</i> (Ehr.) Lewin & Reimann	•	•	•
<i>Diatomee pennate</i> spp. < 20µm	•	•	•
<i>Diatomee pennate</i> spp. > 20µm		•	•
<i>Diploneis</i> spp.		•	
<i>Grammatophora</i> spp.		•	
<i>Lioloma pacificum</i> (Cupp) Hasle			•
<i>Nitzschia</i> cf. <i>longissima</i> (Brebisson) Ralfs			•
<i>Nitzschia</i> cf. <i>recta</i>	•		
<i>Nitzschia</i> sp.			•
<i>Plagiotropis</i> spp.			•
<i>Pleurosigma</i> spp.			•
<i>Pseudonitzschia</i> spp. <i>delicatissima</i> compl. Hasle			•
<i>Pseudonitzschia</i> spp. <i>seriata</i> compl. Hasle			•
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow)	•	•	•
<i>Akashiwo sanguinea</i>			•
<i>Amphidinium acutissimum</i>	•	•	•
<i>Amphidinium crassum</i>	•		
<i>Amphidinium curvatum</i>	•		•
<i>Amphidinium globosum</i> Schroder	•	•	•
<i>Amphidinium</i> cf. <i>glaucum</i>			•
<i>Amphidinium</i> cf. <i>longum</i>	•	•	•
<i>Amphidinium</i> cf. <i>sphenoides</i>	•		
<i>Amphidinium sphaeroideum</i>			•
<i>Amphidinium</i> sp.	•	•	•
<i>Cochlodinium</i> cf. <i>pulchellum</i>	•	•	
<i>Cochlodinium</i> spp.	•	•	•
Gymnodiniacea sp 1 (Tirreno)	•	•	•
Gymnodiniacea sp 8.5 µm	•	•	•
Gymnodiniacea sp 9 µm	•	•	•
Gymnodiniacea sp (10-11) µm	•	•	•
Gymnodiniacea sp 11 µm (simplex)	•	•	•
Gymnodiniacea sp 11.8 µm	•	•	•
Gymnodiniacea sp 12 µm	•	•	•

elenco unico	MedGOOS2	MedGOOS4	MedGOOS8
Gymnodiniaceae sp 14 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 15 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 15 µm (paulseni)	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 16 µm	•	•	
Gymnodiniaceae sp 17 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 17.5 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 18 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 1 10µm	•	•	
Gymnodiniaceae sp 20µm cf. Gyrod. Vouckii	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 21 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 22 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 23 µm	•	•	
Gymnodiniaceae sp 25 µm (tipoI)	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 25 µm (tipoII)	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 28 µm	•		•
Gymnodiniaceae sp 30 µm	•	•	
Gymnodiniaceae sp 31 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 32 µm	•	•	
Gymnodiniaceae sp 38 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 40 µm	•	•	•
Gymnodiniaceae sp 50 µm	•	•	•
<i>Gymnodinium</i> cf. <i>cucumis</i> (Schiller)			•
<i>Gyrodinium</i> cf. <i>grave</i> (Schiller)	•		
<i>Gyrodinium fusiforme</i>		•	•
<i>Gyrodinium</i> spp.	•	•	•
<i>Pronoctiluca acuta</i> (Lohmann) Schiller	•	•	•
<i>Pronoctiluca</i> cf. <i>pelagica</i>	•	•	•
<i>Pronoctiluca</i> cf. <i>spinifera</i>	•		
<i>Torodinium robustum</i> Kofoed & Swezy	•	•	•
<i>Amphidoma caudata</i> Halldall	•	•	
<i>Ceratium</i> cf. <i>declinatum</i> (Karsten) Jörgensen		•	
<i>Ceratium extensum</i> (Gourret) Cleve		•	
<i>Ceratium falcatum</i>	•		
<i>Ceratium furca</i> Ehr.) Claparède & Lachmann	•	•	•
<i>Ceratium fusus</i> (Ehr.) Dujardin	•	•	
<i>Ceratium gibberum</i> Gourret			•
<i>Ceratium tripos</i> (Mullner) Nitzsch		•	
<i>Dinophysis</i> sp.			•
<i>Goniodoma polyedricum</i> (Pouchet) Jorgensen			•
<i>Gonyaulax pinifera</i> (Claparede & Lachmann) Diesing		•	•
<i>Mesoporos adriaticus</i> (Gran) Lillick			•
<i>Mesoporos perforatus</i> (Gran) Lillick		•	•
<i>Micracanthodinium setiferum</i>			•
<i>Minuscula bipes</i>	•		•
<i>Oxytoxum</i> cf. <i>caudatum</i>	•		
<i>Oxytoxum</i> cf. <i>coronatum</i>			•
<i>Oxytoxum</i> cf. <i>constrictum</i>			•
<i>Oxytoxum</i> cf. <i>crassum</i>	•		
<i>Oxytoxum</i> cf. <i>diploconus</i>	•		
<i>Oxytoxum gracile</i>			•
<i>Oxytoxum</i> cf. <i>laticeps</i>			•
<i>Oxytoxum</i> cf. <i>longiceps</i>		•	
<i>Oxytoxum mediterraneum</i>		•	•
<i>Oxytoxum</i> cf. <i>reticulatum</i>			•
<i>Oxytoxum. scolopax</i> Stein		•	



elenco unico	MedGOOS2	MedGOOS4	MedGOOS8
<i>Oxytoxum sphaeroideum</i>		•	•
<i>Oxytoxum variabile</i> Schiller		•	•
<i>Oxytoxum. viride</i> Schiller		•	•
<i>Phalacroma cuneus</i> Schutt	•		
<i>Phalacroma rotundatum</i> Kofoed & Michener	•		
<i>Prorocentrum. balticum</i> (Lohmann) Loeblich III	•	•	•
<i>Prorocentrum compressum</i> (Bailey) Abé ex Dodge	•	•	•
<i>Prorocentrum dentatum</i>		•	•
<i>Prorocentrum gracile</i> Schutt		•	
<i>Prorocentrum micans</i> Ehrenberg		•	
<i>Prorocentrum minimum</i> (Pavillard) Schiller	•		•
<i>Prorocentrum</i> spp.			•
<i>Protoceratium</i> cf. <i>areolatum</i>		•	
<i>Proto-peridinium</i> cf. <i>bipes</i> (Paulsen) Balech	•	•	•
<i>Proto-peridinium</i> cf. <i>breve</i>		•	•
<i>Proto-peridinium</i> cf. <i>globulus</i>	•		
<i>Proto-peridinium</i> cf. <i>mite</i>			•
<i>Proto-peridinium</i> cf. <i>ovum</i>		•	•
<i>Proto-peridinium</i> cf. <i>pallidum</i> (Ostenfeld) Balech		•	
<i>Proto-peridinium tuba</i>		•	
<i>Proto-peridinium</i> spp.			•
<i>Tecato</i> cf. <i>Alexandrium</i>		•	•
<i>Tecato</i> cf. <i>Heterocapsa</i>	•	•	•
<i>Tecato</i> cf. <i>Roscoffia</i>	•		
<i>Scrippsiella trochoidea</i> (Stein) Loeblich III	•	•	•
<i>Scrippsiella spinifera</i>		•	
<i>Katodinium-Heterocapsa rotundata</i> Hansen	•	•	•
<i>Heterocapsa niei</i> (Loeblich III) Morrill & Loeblich III	•	•	•
<i>Heterocapsa minima</i> Pomroy	•	•	•
<i>Tecato</i> sp 15.5 µm	•	•	•
<i>Tecato</i> sp 15 µm	•	•	•
<i>Tecato</i> sp 16 µm	•	•	•
<i>Tecato</i> sp 18 µm	•	•	•
<i>Tecato</i> sp 22 µm		•	
<i>Acanthoica aculeata</i> Kamptner		•	•
<i>Algirosphaera robusta</i> (Lohmann) Norris		•	
<i>Alisphaera ordinata</i> (Kamptner) Heimdal			•
<i>Anoplosolenia brasiliensis</i> (Lohmann) Deflandre			•
<i>Calcidiscus leptoporus</i> Loeblich & Tappan	•	•	•
<i>Calciosolenia murray</i> Gran			•
<i>Calyptrorphaera</i> spp.	•	•	•
<i>Caneosphaera molischii</i> (Schiller) Gaarder		•	•
<i>Ceratolithus cristatus</i> Kamptner		•	•
<i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich) Schiller		•	
Coccolithophorales sp. 5µm	•	•	•
Coccolithophorales sp. 9 µm	•	•	•
Coccolithophorales sp. 10 µm	•	•	
Coccolithophorales sp. 11µm	•	•	•
Coccolithophorales sp. 12µm	•	•	
<i>Corisphaera</i> cf. <i>gracilis</i>	•		
<i>Coronosphaera mediterranea</i> (Lohmann) Gaarder	•		
<i>Coronosphaera</i> cf. <i>binodata</i> (Kamptner) Gaarder		•	•
<i>Coronosphaera</i> spp.			•
<i>Discosphaera tubifer</i> (Murray & Blackman) Ostenfeld		•	•
<i>Emiliania huxleyi</i> (Lohmann) Hay & Mohler	•	•	•

elenco unico	MedGOOS2	MedGOOS4	MedGOOS8
<i>Helladosphaera conifera</i> (Schiller) Kamptner	•	•	•
<i>Helladosphaera</i> spp.		•	
<i>Helicosphaera carteri</i> (Wallich) Kamptner		•	•
<i>Periphylophora</i> cf. <i>mirabilis</i> (Schiller) Kamptner	•		•
<i>Rhabdosphaera claviger</i> Murray & Blackman	•	•	•
<i>Rhabdosphaera stylifer</i> Lohmann		•	
<i>Scyphosphaera apsteini</i> Lohmann			•
<i>Syracosphaera districa</i> Kamptner		•	
<i>Syracosphaera pulchra</i> Lohmann			•
<i>Syracosphaera</i> spp.	•	•	•
<i>Umbilicosphaera sibogae</i> (Weber-van Bosse) Gaarder		•	•
<i>Zygospaera</i> spp.		•	•
<i>Plagioselmis prolunga</i> Butcher	•	•	•
<i>Cryptomonadacea</i> sp. 3	•	•	•
<i>Teleaulax acuta</i> (Butcher) Hill	•	•	•
<i>Leucocryptos</i> (Braarud) Butcher.	•	•	•
<i>Cryptomonadacea</i> sp 15	•		
<i>Dictyocha fibula</i> Ehrenberg		•	•
<i>Ollicola vangoori</i> (Conrad) Vors	•		•
<i>Paulinella</i> cf. <i>ovalis</i> Wulff	•	•	•
<i>Pyramimonas</i> spp.	•		•
Flagellato sp.a	•	•	•
Flagellato sp.b	•	•	•
Flagellato sp.d	•	•	•
Flagellato sp.e	•	•	•
Flagellato sp.g	•	•	•
Flagellato sp3 (tipoI)	•	•	•
Flagellato sp3 (tipoII)	•	•	•
Flagellato sp.6 µm	•	•	•
Flagellato sp. 8 µm	•	•	•
Flagellato sp. 9 µm	•	•	•
Flagellato sp.t 10 µm	•		
<i>Eutreptiella</i> cf. <i>gymnastica</i> Throndsen			•

## 6. Bibliografia

- ANDERSON, L.A., ROBINSON, A.R., 2001. Physical and biological modeling in the Gulf Stream region Part II: physical and biological processes. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48, 1139-1168.
- ANTOINE, D., MOREL, A., ANDRE, J.M., 1995. Algal Pigment distribution and primary production in the eastern Mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations. *Journal of Geophysical Research* 100, 16193-16209.
- ARIN, L., MORAN, X.A.G., ESTRADA, M., 2002. Phytoplankton size distribution and growth rates in the Alboran Sea (SW Mediterranean): short-term variability related to mesoscale hydrodynamics. *Journal of Plankton Research* 24, 1019-1033.
- ASTRALDI, M., GASPARINI, G.P., 1994. The seasonal characteristic of the circulation in the Tyrrhenian Sea. In: P.E. La Violette (ed.), *Seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea Coastal and Estuarine Studies*, vol. 46, AmericanGeophysical Union, USA, 115-134.
- ASTRALDI, M., BALOPOULOS, S., CANDELA, J., FONT, J., GACIC, M., GASPARINI, G.P., MANCA, B., THEOCHARIS, A., TINTORÉ, J., 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography*, 44, 65-108.
- BENZOHRA, M., MILLOT, C., 1995a. Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42, 10, 1803-1830.
- BENZOHRA, M., MILLOT, C., 1995b. Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42, 10, 1831-1847.
- BÉRARD-THERRIAULT, L., POULIN, M., BOSSÉ, L., 1999. *Guide d'identification du phytoplancton marin de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent incluant également certain protozoaires*. Publ. spec. can. sci. halieut. aquat. 128, 387 pp.
- BUSTILLOS-GUZMÁN, J., CLAUSTRE, H., MARTY, J.C., 1995. Specific phytoplankton signatures and their relationship to hydrographic conditions in the coastal northwestern Mediterranean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 124, 247-258.
- CHISHOLM, S.W., 1992. Phytoplankton size. In: Falkowski, P.G. e Woodhead, A.D. (eds) 1992. *Primary productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*. Plenum Press, New York, 213-237.
- CLAUSTRE, H., KERHERVÉ, P., MARTY, J.-C., PRIEUR, C. 1994a. Phytoplankton distribution associated with a geostrophic front: ecological and biogeochemical implications. *Journal of Marine Research*, 52, 711-742.
- CLAUSTRE, H., KERHERVÉ, P., MARTY, J.-C., PRIEUR, C., VIDEAU, C., HECQ, J.H., 1994b. Phytoplankton photoadaptation in relation to some frontal physical processes. *Journal of Marine System*, 5, 251-265.

- CLAUSTRE, H., MARTY, J.-C., 1995. Specific phytoplankton biomasses and their relation to primary production in the tropical North Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42, 1475-1493.
- CLEVE-EULER, A., 1952. *Die Diatomeen von Schweden und Finland*. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar Fjärde Serien, 3 (3), Stockholm, 153 pp.
- CUPP, E., 1977. *Marine plankton diatoms of the west coast of North America*. Otto Koeltz Science Publishers, D - 624. Koenigstein, W-Germany, 235 pp.
- DELGADO, M., LATASA, M., ESTRADA, M., 1992. Variabilità in the size-fractionated distribution of the phytoplankton across the Catalan front of the north-west Mediterranean. *Journal of Plankton Research*, 14, 753-771.
- DODGE, J.D., 1982. *Marine Dinoflagellates of the British Isles*. H.M.S.O., London. 303 pp.
- ESTRADA, M., VARELA, R.A., SALAT, J., CRUZADO, A., ARIAS, E., 1999. Spatio-temporal variability of the winter phytoplankton distribution across the Catalan and North Balearic fronts (NW Mediterranean). *Journal of Plankton Research*, 21, 1-20.
- FIELDING, S., CRISP, N., ALLEN, J.T., HARTMAN, M.C., RABE, B., ROE, H.S.J., 2001. Mesoscale subduction at the Almeria-Oran front Part 2: Biophysical interactions. *Journal of Marine System*, 30, 287-304.
- FIALA, M., SOURNIA, A., CLAUSTRE, H., MARTY, J.-C., PRIEUR, L., VETION, G., 1994. Gradients of phytoplankton abundance, composition and photosynthetic pigments across the Almeria-Oran front (SW Mediterranean Sea). *Journal of Marine Systems*, 5, 223-233.
- FRANKS, P.J.S., WROBLEWSKI, J.S., FLIERL, G.R., 1986. Prediction of Phytoplankton Growth in Response to the Frictional Decay of Warm-Core Ring. *Journal of Geophysical Research* 91, 7603-7610.
- FRANKS, P.J.S., 1992. Sink or swim: accumulation of biomass at fronts. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 82, 1-12.
- GARÇON, V., OSCHLIES, A., DONEY, S.C., MCGILLICUDDY, D., WANIEK, J., 2001. The role of mesoscale variability on plancton dynamics in the North Atlantic. *Deep Sea Research Part II*, 48, 2199 - 2226.
- GOMEZ, F., ECHEVARRÍA, F., GARCÍA, C.M., PRIETO, L., RUIZ, J., REUL, A., JIMENEZ-GOMEZ, F., VARELA, M., 2000. Microplankton distribution in the Strait of Gibraltar: coupling between organisms and hydrodynamics structures. *Journal of plankton Research*, 22, (4), 603-617.
- GOULD, R.W.JR., WIESENBURG, D.A., 1990. Single-species dominance in a subsurface phytoplankton concentration at a Mediterranean Sea front. *Limnol. Oceanogr.* 35 (1), 211-220.
- GRANATA, T., ESTRADA, M., ZIKA, U., MERRY, C., 2004. Evidence for enhanced primary production resulting from relative vorticity induced upwelling in the Catalan Current. *Scientia Marina*, 68, 113-119.
- HASLE, G.R., 1978. Settling. The inverted microscope method. In: Sournia A., *Phytoplankton manual*. UNESCO, Parigi.
- HASLE, G.R., SYVERSTEN, E.E., 1997. *Marine Diatoms*. In: Tomas C.R. (ed.) 1997. *Identifying Marine Phytoplankton*. Academic Press, San Diego, pp. 5-385.

- HEIMDAL, B.R., 1997. *Modern Coccolithophorids*. In: Tomas C.R. (ed.) 1997. *Identifying Marine Phytoplankton*. Academic Press, San Diego, pp. 731-833.
- HOPKINS, T.S., 1985. Physics of the Sea. In: Margalef, R., (ed.). 1985. *The Western Mediterranean*, Pergamon Press, 100-125.
- HUSTEDT, F., 1927/1966. Die Kieselalgen Deutschlands, Österreich und der Schweiz. In: *Rabenhorst's Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz*. VII band: 1, 1927 - 1930, 2, 1931 - 1959, 3, 1961 - 1966. Akademische Verlag., Leipzig, 838 pp.
- INNAMORATI, M., BURACCHI, G., MANNUCCI, M., SENESI, P., 1982. Chiazze termiche e fitoplanctoniche nel Mar Ligure. *Boll. Mus. Ist. Biol. Univ. Genova*, 50 suppl., 228-235.
- INNAMORATI, M., FERRARI, I., MARINO, D., RIBERA D'ALCALÀ, M. (a cura di), 1990. *Metodi nell'ecologia del plancton marino*. Nova Thalassia, 11, 372 pp.
- KUENZLER, E.J., PERRAS, J.P., 1965. Phosphates of marine algae. *Biol. Bull.* 129 (2), 271-284.
- LAFUENTE, J.G., CANO, N., VARGAS, M., RUBIN, J.P., HERNÁNDEZ-GUERRA, A., 1998. Evolution of the Alboran Sea hydrographic structures durin July 1993. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45, 39-65.
- LAZZARA, L., BIANCHI, F., FALCUCCI, M., HULL, V., MODICH, M., RIBERA D'ALCALÀ, M., 1990. Pigmenti clorofilliani. In: *Metodi nell'ecologia del plancton marino* a cura di Innamorati, M., Ferrari, I., Marino, D., Ribera D'Alcalà, M., *Nova Thalassia* 11, 207-223.
- LEVY, M., 2003. Mesoscale variability of phytoplankton and of new production. *Journal of Geophysical Research*, 108, C11, 3358.
- LIMA, I.D., OLSON, D.B., DONEY, S.C., 2002. Biological response to frontal dynamics and mesoscale variability in oligotrophic environments: Biological pproduction and community structure. *Journal of Geophysical Research*, 107, C8, 3111.
- LOHRENZ, S.E., WIESENBURG, D.A., DE PALMA, I.P., JOHNSON, K.S., GUSTAFSON, D.E. JR., 1988. Interrelationship among primary production, chlorophyll, and environmental conditions in frontal regions of the Western Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res.*, A, 35(5), 793-810.
- MARGALEF, R., 1974. *Ecologia*. Ediciones Omega, Barcellona, pp. 754-756.
- MCGILICUDDY, D.J., ROBINSON, A., SIEGEL, D.A., JANNASCH, H.W., JOHNSON, R., DICKEY, T.D., MCNEIL, J., MICHAELS, A.F., KNAP, A.H., 1998. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature*, 394, 263-266.
- MILLOT, C., BENZOHR, M., TAUPIER-LETAGE, I., 1997. Circulation off Algeria inferred from the Mediprod-5 current meters. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44, 1467-1495.
- MILLOT, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20, 423-442.
- MILLOT, C., TAUPIER-LETAGE, I., 2004. Circulation in the Mediterranean Sea. *The handbook of Environmental Chemistry*, vol. I (The Natural Environment and Biological Cycles), Springer - Verlag Editor.
- MOEN, J., 1984. Variability and mixing of the surface layer in the Tyrrhenian sea: MILEX-80, Final Report. SACLANT/CNEN Report SR-75, 128 pp.

- MORAN, X. A., TAUPIER-LETAGE, I., VAZQUEZ-DOMINGUEZ, E., RUIZ, S., ARIN, L., RAIMBAULT, P., ESTRADA, M., 2001. Physical-biological coupling in the Algerian Basin (SW Mediterranean): Influence of mesoscale instabilities on the biomass and production of phytoplankton and bacterioplankton. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 48, 405 - 437.
- MOUTIN, T., RAIMBAULT, P., 2002. Primary production, carbon export and nutrients availability in western and eastern Mediterranean Sea in early summer 1996 (MINOS cruise). *Journal of Marine Systems*, 33-34, 273-288.
- OLSON, D.B., 1991. Rings in the ocean. *Annu. Rev Earth Planet Sci.*, Annual Reviews inc., 19, 283-311.
- PERILLI, A., RUPOLO, V., SALUSTI, E., 1995. Satellite investigations of a cyclonic gyre in the central Tyrrhenian Sea (western Mediterranean Sea). *Journal of Geophysical Research*, 100, (C2), 2487-2499.
- PERAGALLO, H., PERAGALLO, M., 1965. *Diatomées marines de France et des districts maritimes voisins*. Vol. 2: Texte, Atlas. Tempère M. J. (ed.), 1897 - 1908, réimpression Asher & Co., Amsterdam, 491 pp.
- PULLAT, I., TAUPIER-LETAGE, I., MILLOT, C., 2002. Algerian Eddies Lifetime can near 3 years. *Journal of Marine Systems*, 31, 245-259.
- RAMPI, L., BERNHARD, M., 1980. Chiave per la determinazione delle Peridinee pelagiche mediterranee. *RT/BIO* (81) 8, CNEN, Roma, 193 pp.
- RAMPI, L., BERNHARD, M., 1981. Chiave per la determinazione delle Coccolitoforidee mediterranee. *RT/BIO* (81) 13, CNEN, Roma.
- REUL A., RODRIGUEZ V., JIMÉNEZ-GOMEZ F., BLANCO J.M., BAUTISTA B., SARHAN T., GUERRERO F., RUITZ J., GARCIA-LAFUENTE J., 2005. Variability in the spatio-temporal distribution and size-structure of phytoplankton across an upwelling area in the NW-Alboran Sea, (W-Mediterranean). *Continental Shelf Research* 25, 589-608.
- RIBOTTI, A., PULLAT, I., SORGENTE, R., NATALE, S., 2004. Mesoscale circulation in the surface layer off the southern and western Sardinia Island in 2000 -2002. *Chemistry and Ecology*, 20, 345-363.
- RODRIGUEZ, J., TINTORÉ, J., ALLEN, J.T., BLANCO, J.M., GOMIS, D., REUL, A., RUIZ, J., RODRIGUEZ, V., ECHEVARRIAS, F., JIMENEZ-GOMEZ, F., 2001. Mesoscale motion and the size structure of phytoplankton in the ocean. *Nature*, 410, 360-363.
- ROTHSCHILD, L.J., SQUIRE, B., 1996. Does the collapse of diatom blooms trigger coccolitophore blooms? *J. Phycol.*, 32, 41.
- RUIZ, S., FONT, J., EMELIANOV, M., ISERN-FONTANET, J., MILLOT, C., SALAS, J., TAUPIER-LETAGE, I., 2002. Deep structure of an open sea eddy in the Algerian Basin. *Journal of Marine Systems* 33 - 34, 179-195.
- SALAS J., MILLOT C., FONT J., GARCIA-LADONA E., 2002. Analysis of mesoscale phenomena in the Algerian basin observed with drifting buoys and infrared images. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49, 245-266.
- SEND, U., FONT, J., KRAHMANN, G., MILLOT, C., RHEIN, M., TINTORÉ, J., 1999. Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 44, 37-64.

- SCHILLER, J., 1930. Coccolithinae. In: *Rabenhorst's Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz*. X band: 2. Akademische Verlag., Leipzig, 273.
- SCHILLER, J., 1933. Dinoflagellatae (Peridineae). In monographischer Behandlung. I Teil, Lieferung 3 In: "Dr. Rabenhorst's Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz". X band, Akademische Verlag., Leipzig, 617 pp.
- SCHILLER, J., 1937. Dinoflagellatae (Peridineae). In monographischer Behandlung II. Teil, Lieferung 4. In: "Dr. Rabenhorst's Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz". X band, Akademische Verlag., Leipzig, 589 pp.
- SIEGEL, D.A., MCGILICUDDY, D.J., FIELDS, E.A., 1999. Mesoscale eddies, satellite altimetry and new production in the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research*, 104, (C6), 13,359-13,379.
- SOKAL, R.R., ROHLF, F.J., 1995. *Biometry: the principles and practice of statistics in biological research*. W. H. Freeman &co., New York, 887 pp.
- STEIDINGER, K.A., TANGEN, K., 1997. *Dinoflagellates*. In: Tomas C.R. (ed.). 1997. *Identifying Marine Phytoplankton*. Academic Press, San Diego, 387-584.
- STRICKLAND, J.D.H., PARSONS, T.R., 1972. A practical handbook of seawater analyses. *Bull. Fish. Research. Bd. Can.* 167, 310 pp.
- TAUPIER-LETAGE, I., PULLAT, I., MILLOT, C., RAIMBAULT, P., 2003. Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin. *Journal of Geophysical Research*, 108, (C8), 3245.
- TESTOR, P., GASCARD, J.C., 2005. Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian Basin. *Progress in Oceanography*, 66, 211-230.
- TESTOR, P., SEND, U., GASCARD, J.C., MILLOT, C., TAUPIERE-LETAGE, I., BÉRANGER, K., 2005. The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian Gyres. *J. Geophys. Res.*, 110, C11017.
- THE RING GROUP, 1981. Gulf Stream cold-core rings: their physics, chemistry and biology. *Science* 212, 1091-1100.
- THRONDSSEN, J., 1993. The planktonic marine flagellates. In: Tomas C.R., *Marine phytoplankton. A guide to Naked Flagellates and Coccolithophorides.*, Academic Press, San Diego, 7-147.
- VAILLANCOURT, R.D., MARRA, J., SEKI, M.P., PARSONS, M., BIDIGARE, R.R., 2003. Impact of a cyclonic eddy on phytoplankton community structure and photosynthetic competency in the subtropical North Pacific Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 50, 829-847.
- VENRICK, E.L., 1992. Phytoplankton species structure in the central North Pacific: Is the edge like the centre? *Journal of Plankton Research*, 15, 8, 665-680.
- WIEBE, P., 1976. The biology of cold-core rings. *Oceanus*, 19, 60-70.
- WILLIAMS, R.G., FOLLOWS, M.J., 2003. *Physical transport of nutrients and the maintenance of biological production*. In Fasham M., of the Ocean Biogeochemistry: the role of the ocean carbon cycle in global change. Springer - Verlag.
- YENTSCH, C. S., PHINNEY, D.A., 1985. Rotary motions and convection as a means of regulating primary production in warm core rings. *Journal of Geophysical Research* 90, 3237-3248.

